

2ej 20

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA



" ESTUDIO METALOGENETICO DE LA BRECHA  
DE COBRE "LA SORPRESA", AMECA, JAL."

T E S I S

Que para obtener el Título de  
INGENIERO GEOLOGO  
P r e s e n t a

RAYMUNDO G. MARTINEZ SERRANO

México, D. F.

1984



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

# I N D I C E

	pag.
CAPITULO PRIMERO	
INTRODUCCION . . . . .	1
I.1 Objetivos . . . . .	2
I.2 Método de trabajo . . . . .	2
I.3 Antecedentes . . . . .	3
CAPITULO SEGUNDO	
GEOGRAFIA	
II.1 Localización y vías de comunicación . . . . .	5
II.2 Clima y vegetación . . . . .	5
II.3 Actividades económicas . . . . .	8
CAPITULO TERCERO	
FISIOGRAFIA	
III.1 Situación fisiográfica . . . . .	9
III.2 Geomorfología . . . . .	11
III.3 Hidrografía . . . . .	12
CAPITULO CUARTO	
GEOLOGIA	
IV.1 Geología regional . . . . .	13
IV.1.1 Estratigrafía . . . . .	13
IV.1.2 Evolución tectónica . . . . .	15
IV.2 Geología del yacimiento . . . . .	18
secuencia andesítica . . . . .	18
Cuarzomonzonita . . . . .	19
Pórfido latítico . . . . .	20
Basalto . . . . .	20
CAPITULO QUINTO	
YACIMIENTO "LA SORPRESA"	
V.1 Introducción metalogenética . . . . .	23
V.2 Yacimiento tipo . . . . .	25
V.3 Descripción del yacimiento "La Sorpresa" . . . . .	28
V.3.1 Forma y dimensiones . . . . .	28
V.3.2 Roca encajonante y naturaleza de los frgmentos . . . . .	28
V.3.3 Paragenésis y alteraciones hidrotermales . . . . .	28

V.4 Diferentes teorías para explicar el origen de las brechas 33  
 V.5 Relación de las brechas mineralizadas con los pórfidos de  
 cobre . . . . . 38

CAPITULO SEXTO

ESTUDIO DE ISOTOPOS DE CARBONO  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

VI.1 Generalidades sobre el elemento carbono y sus isótops . 42  
 VI.2 Datos obtenidos y comparación con otros resultados . . 46

CAPITULO SEPTIMO

ESTUDIO DE ISOTOPOS DE AZUFRE  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$

VII.1 Generalidades sobre los isótopos de azufre . . . . . 49  
 VII.1.2 Elección de un patrón de referencia . . . . . 50  
 VII.1.3 Datos obtenidos y comparación con otros resultados . 52

CAPITULO OCTAVO

ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

VIII.1 Generalidades sobre las inclusiones fluidas . . . . . 57  
 VIII.1.2 Métodos de estudio de las inclusiones fluidas y sus  
 limitaciones . . . . . 58  
 VIII.1.3 Base termodinámicas . . . . . 61  
 VIII.2 Estudio de inclusiones fluidas en la brecha "La Sorpresa"  
 sa" . . . . . 65  
 VIII.2.2 Resultados microtermométricos a baja temperatura . 67  
 VIII.2.3 Resultados a altas temperaturas . . . . . 68  
 VIII.2.4 Interpretación de los resultados microtermométricos 71

CAPITULO NOVENO

CONCLUSIONES . . . . . 79  
 IX.1 Recomendaciones . . . . . 81  
 Bibliografía . . . . . 82

Anexo

## CAPITULO PRIMERO

### INTRODUCCION

En la actualidad se publican a nivel mundial una gran cantidad de estudios metalogenéticos, en los que se incluyen análisis de inclusiones fluidas, isotopía de carbono  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  e isotopía de azufre  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ , como herramientas adicionales en la comprensión de los principales fenómenos geológicos ocurridos durante un cierto evento y en particular reconocer las propiedades físico-químicas responsables de la formación de cierto tipo de yacimientos. Por lo que se pone de manifiesto la gran importancia de realizar estudios de esta naturaleza en yacimientos mexicanos, para desarrollar modelos conceptuales de mejor calidad en los diferentes tipos de depósitos y por lo tanto encontrar estrategias de exploración más exactas y eficientes.

En el estudio metalogenético de "La Sorpresa" se tratan de conjuntar los estudios básicos de petrología, minerografía, geología estructural, tectónica, etc., con los estudios de isotopía e inclusiones fluidas, con el propósito de presentar las principales características de formación y emplazamiento de los yacimientos brechoides mineralizados de cobre-molibdeno, localizados en la parte occidental de la República mexicana.

## I.1 Objetivos

Los principales objetivos que se pretenden alcanzar a lo largo del desarrollo de este trabajo, son presentados a continuación de una manera resumida. Cabe hacer notar que los estudios especializados de inclusiones fluidas e isotopía de azufre y carbono, no fueron realizados por el autor.

- Descripción de las principales características del yacimiento "La Sorpresa", tales como: marco geológico, forma y dimensiones, mineralogía, alteraciones y modo de emplazamiento.
- Interpretación de mediciones microtermométricas de las inclusiones fluidas encontradas en la ganga que acompaña a la mineralización, para conocer las condiciones físico-químicas responsables de la formación de la brecha mineralizada.
- En muestras de calcita recolectadas junto a los principales sulfuros del yacimiento La Sorpresa, se realizaron pruebas de carbono  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , para observar el fraccionamiento que se presenta en estos depósitos post-magmáticos.
- Interpretación geológica de análisis de fraccionamiento isotópico de azufre  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  realizados en muestras de calcopirita recolectadas en el lugar de estudio.
- Proponer una hipótesis genética para la formación de este yacimiento en base a los estudios realizados.

## I.2 Método de trabajo

Se puede dividir en tres partes principales el método de trabajo empleado:

- Investigación bibliográfica.- consistió de la revisión de material bibliográfico disponible sobre la región de estudio y principales yacimientos tipo del mundo publicados en libros, artículos de revistas, informes inéditos del Consejo de Recursos Minerales, así como cartas geológicas y topográficas de la Secretaría de Programación y Presupuesto escala 1:2500,000 y 1:50,000.

- Trabajo de campo.- se desarrolló esta etapa de acuerdo al siguiente orden:

Reconocimiento general del yacimiento y áreas adyacentes considerando la descripción de los principales rasgos geomorfológicos y fisiográficos de la región.

Levantamiento geológico-topográfico con brújula y cinta en el interior de las obras mineras desarrolladas en el cuerpo mineralizado "La Sorpresa".

Descripción, ubicación y muestreo de las diferentes unidades litológicas, así como de las estructuras predominantes del área del yacimiento.

Recolección de muestras de sulfuros y ganga, para la ejecución de estudios especializados de inclusiones e isótopos.

- Trabajo de Gabinete y Laboratorio.- Ordenación, análisis y reinterpretación de la información bibliográfica obtenida. -- Realización de estudios petrográficos, mineragráficos y de inclusiones fluidas de las muestras seleccionadas, mediante la utilización de microscopios estereoscópico, petrográfico, mineragráfico, microfotómetro y platina térmica. Interpretación geológica de los resultados obtenidos de isótopos de carbono y azufre, junto con la elaboración de planos y secciones geológicas del presente trabajo.

### I.3 Antecedentes

Existen pocos trabajos realizados sobre el yacimiento "La Sorpresa", entre los que se pudieron consultar está un informe geológico-minero privado de la compañía de Investigaciones Mineras e Industriales S.A. (IMISA), el cual reporta al yacimiento como una brecha granítica cementada por una lava basáltica que posiblemente fue expulsada por un cráter cercano, -- formando un manto que busca hacia el Noroeste. Posteriormente el Consejo de Recursos Minerales (Gerencia de Proyectos, 1977) realizó un trabajo de reconocimiento para determinar si las --

reservas y leyes de cobre existentes en el depósito de La Sorpresa ameritaban la instalación de una planta de beneficio, -- mencionando al yacimiento como un depósito de tipo skarn de epidota turmalinizado, con minerales de cobre como calcopirita y malaquita.

Desafortunadamente no se encontraron informes más recientes sobre el área de estudio, debido a que actualmente se realizan campañas de exploración.



## CAPITULO SEGUNDO

### GEOGRAFIA

#### II.1 Localización y vías de comunicación

La Brecha "La Sorpresa" se localiza a 13 km al Suroeste 52°-- de la población de Ameca, Estado de Jalisco y cuyas coordena-- das son: 20°29'15" de latitud Norte y 104°04'50" de longitud -- Oeste (fig. 2.1).

La vía de acceso más práctica para llegar a el sitio de interés, consiste en tomar la carretera federal No. 15 que parte de la Ciudad de Guadalajara hacia Tepic, Nayarit, desviándose - en el kilómetro 25 al poniente y recorriendo 43 km hasta la -- población de Ameca, Jal. De aquí se continua por la carretera - pavimentada a Talpa de Allende, Jal., unos 8.5 km llegando al - caserío de Los Pilares, donde se sigue hacia el Suroeste por - un camino de terracería, aproximadamente 4.5 km hasta el lugar del yacimiento (fig. 2.2.)

#### II.2 Clima y Vegetación

Existen en el área 3 tipos principales de climas de acuerdo a la clasificación de Köeppen (S.P.P., 1981), los cuales se men-- cionan a continuación:

- En la zona denominada del "Gran Valle del Río Ameca" tenemos el grupo de climas templados semicálidos (A)c(w<sub>0</sub>)(w) con un -- porcentaje de lluvia invernal menor de 5.
- Otro de los climas que se presenta en la región de lomeríos y montes con alturas no mayores de 1700 metros S.N.M., es el - (A)c(w<sub>1</sub>)(w) que pertenece al grupo de climas templados semicá-- lidos con lluvia invernal menor del 5% .
- En las regiones con alturas mayores a 1700 metros S.N.M., -- tenemos el c(w<sub>1</sub>)(w) que pertenece a el grupo de climas templa-- dos, de los más templados con un porcentaje de precipitación invernal menor de 5.

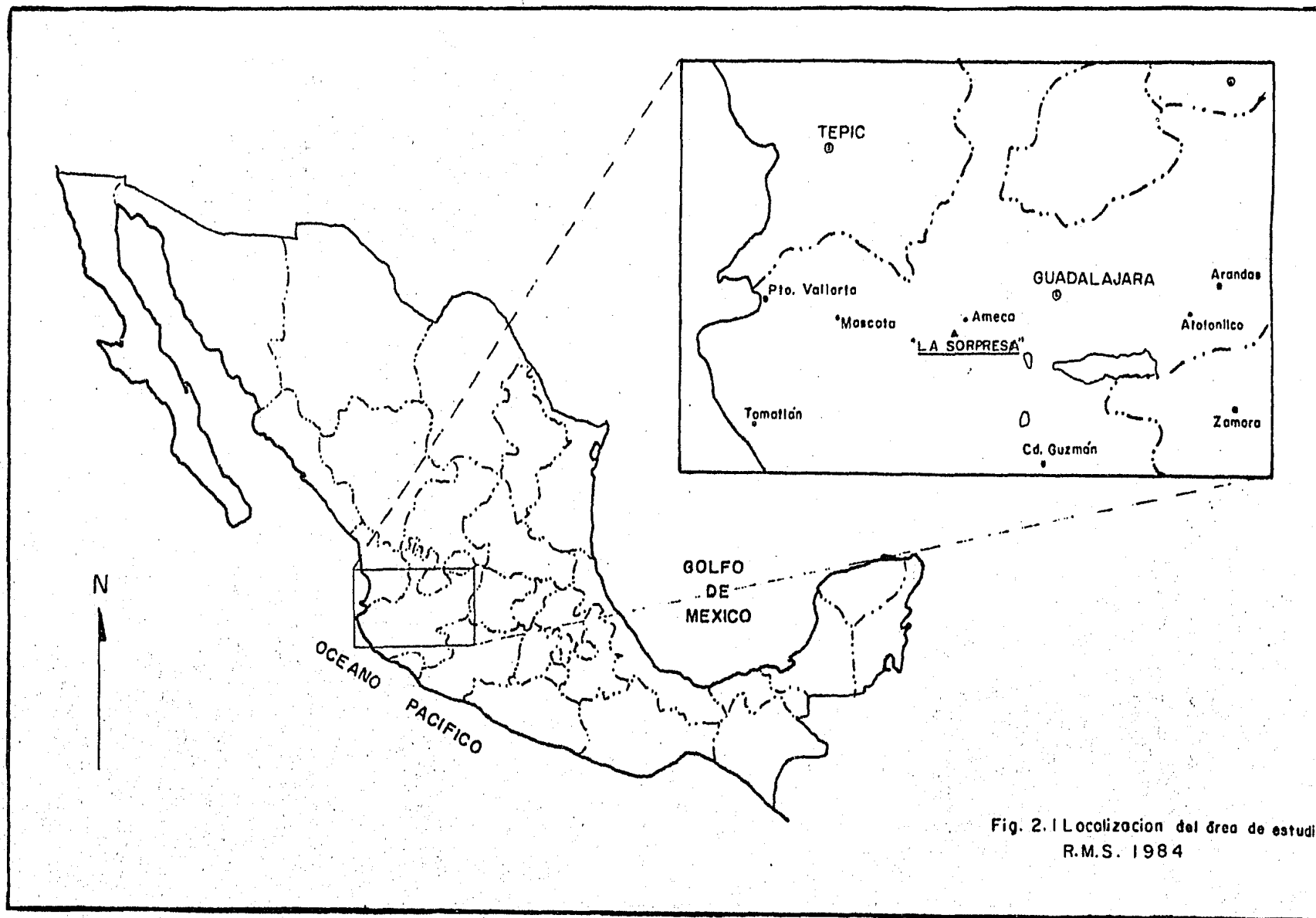
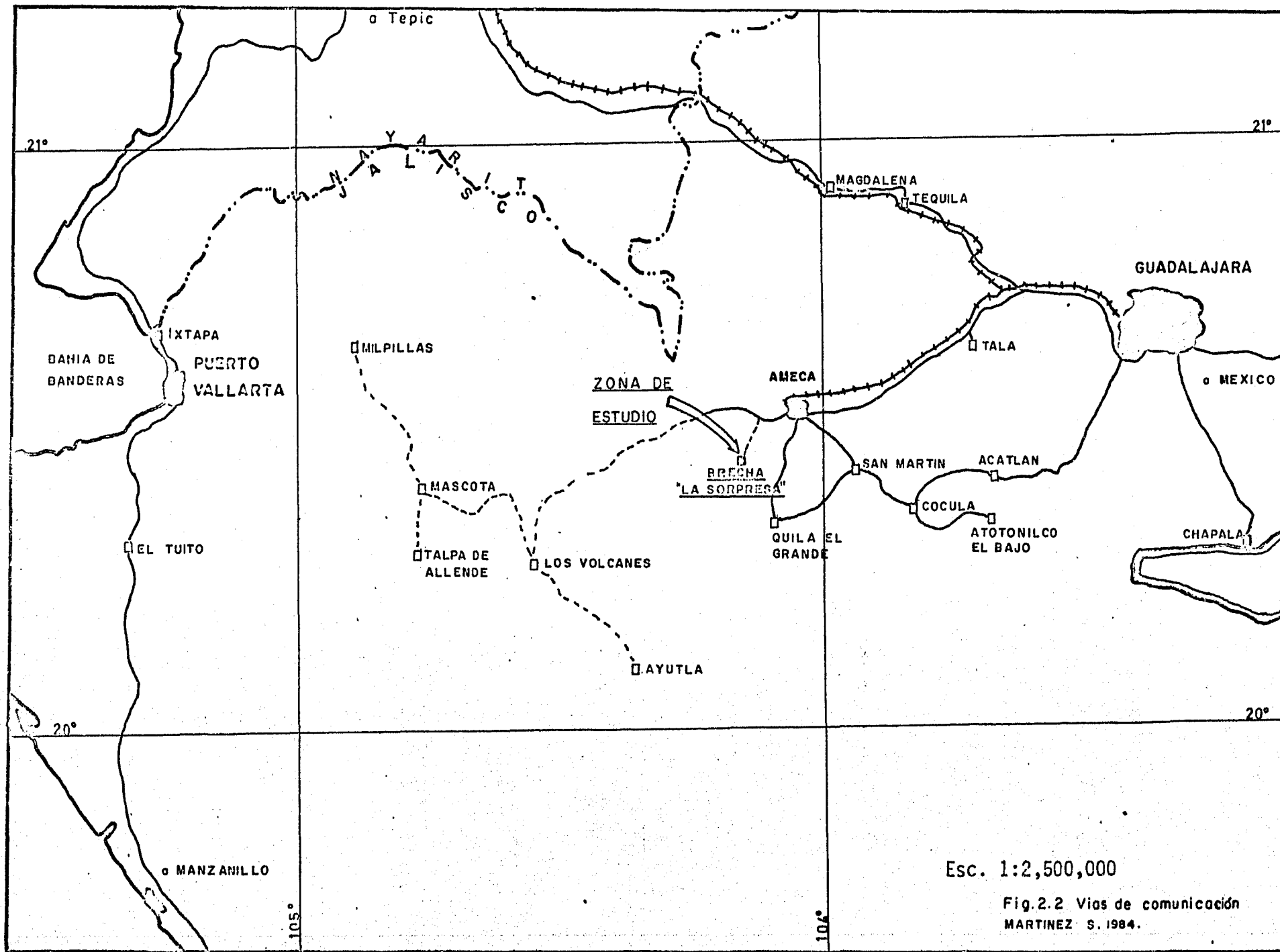


Fig. 2.1 Localización del área de estudio  
R.M.S. 1984



Esc. 1:2,500,000

Fig.2.2 Vías de comunicación  
MARTINEZ S. 1984.

Existe una estación climatológica en la población de Ameca, dependiente de la S.A.R.H. en la cual se han registrado temperaturas máximas de 29.7°C y mínimas de 12.9°C, con una precipitación media anual de 854.4 mm.

La vegetación existente en la región se encuentra relacionada con la altitud, latitud y clima. Así tenemos que en las partes altas mayores a 1700 metros S.N.M. se presentan bosques de pino y encino de las especies Pinos Michoacan y Quercus sp. -- En regiones más bajas bosques de pino con vegetación secundaria como matorrales tropicales.

### II.3 Actividades económicas

El centro de población más cercano al depósito mineral La Sorpresa es la Ciudad de Ameca en la que se encuentra la Cabecera Municipal. Cuenta con una población de aproximadamente -- 25,000 habitantes, de los cuales la población económicamente -- activa realiza trabajos como son: agricultura de temporal y -- riego con cultivos como arroz, frijol, maíz, sorgo, trigo, cahuate, frutales y caña de azúcar entre otros. Existen tam -- bién importantes actividades de explotación forestal, fabrica -- ción de alimentos, elaboración de bebidas, fabricación de cal -- zado y muebles, productos de minerales no metálicos, repara -- ción y ensamble de maquinaria y equipo. Además cuenta con cli -- nicas de atención médica y centros de enseñanza básica, media y media superior, así como centros de actividades culturales y deportivas.

## CÁPITULO TERCERO

### FISIOGRAFIA

#### III.1 Situación fisiográfica

La brecha "La Sorpresa" puede ser ubicada fisiográficamente de acuerdo a las siguientes proposiciones.

- Según Alvarez Jr. (1961) la zona en cuestión se encuentra dentro de la provincia denominada Zona de Fosas Tectónicas y Vulcanismo Reciente, caracterizada por predominar en ella derrames basálticos, numerosos volcanes y lagos cuya morfología, orientación y distribución sugieren la idea de estar situados en fosas tectónicas.

Las riolitas, dacitas, andesitas y traquitas generalmente cubiertas por basaltos forman la masa de las montañas, pero los valles originalmente habían sido cuencas lacustres profundas, se han rellenado con material fluvial y lacustre derivado de las montañas, así como de la gran contribución de cenizas de los volcanes más recientes.

- De acuerdo a la distribución de las provincias fisiográficas de Raisz (1964), la zona de estudio puede ser ubicada dentro de la Meseta Neovolcánica, cuyos principales límites son: hacia el Sur la Sierra Madre del Sur, al Este la Planicie Costera del Golfo, al Noreste con la Sierra Madre Oriental y hacia el centro con la Meseta Central (Fig. 3.1). En esta provincia se encuentran las mayores elevaciones que descienden en Nayarit al Océano Pacífico.

- Según la S.P.P. (1980) la brecha "La Sorpresa" pertenece a la provincia del Eje Neovolcánico. Dicha provincia se encuentra ocupando la parte central del Estado de Jalisco, teniendo como límites al Norte la Sierra Madre Occidental, al Noreste la Mesa Central y al Oeste y Sur con la Sierra Madre del Sur.

El Eje Neovolcánico se encuentra constituido por rocas sedimentarias de origen marino y rocas ígneas ácidas del Cretácico que afloran en algunas localidades y que fueron cubiertas por

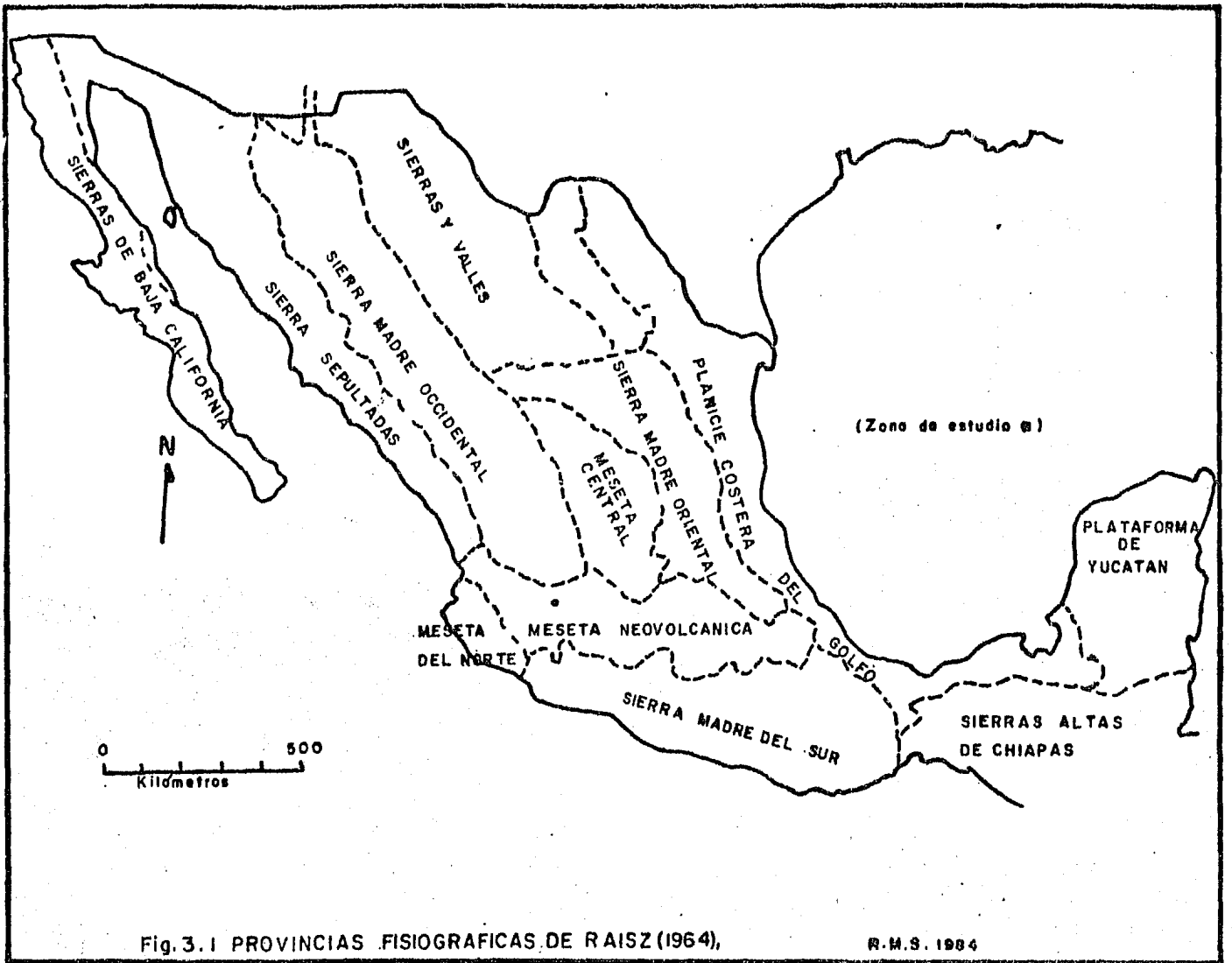


Fig. 3.1 PROVINCIAS FISIGRAFICAS DE RAISZ (1964),

R.M.S. 1984

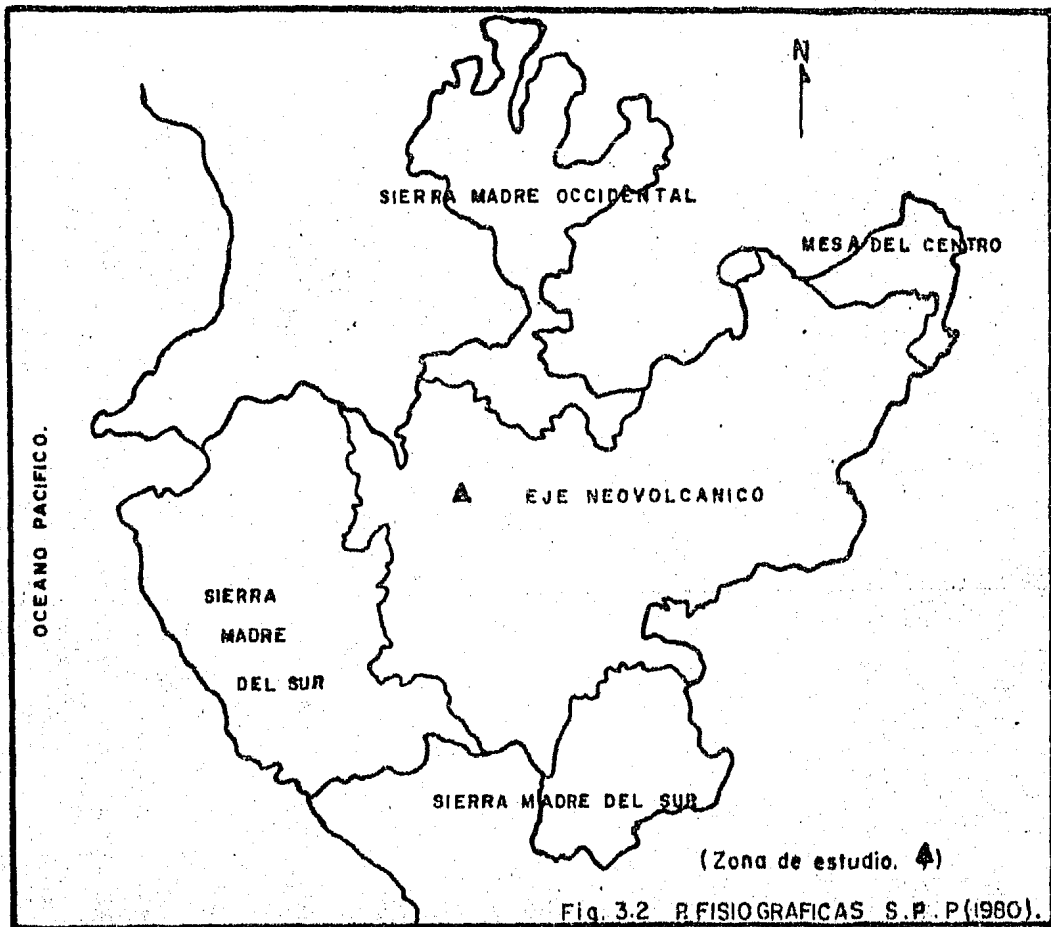


Fig. 3.2 P.FISIGRAFICAS S.P.P.(1980).

derrames y productos piroclásticos del Terciario. De esta misma edad son algunas rocas ígneas intrusivas básicas, así como areniscas y conglomerados continentales.

Las rocas más recientes son del cuaternario y se componen de areniscas, conglomerados, depósitos aluviales y algunos derrames basálticos. (Fig. 3.2).

Por lo anteriormente expuesto se puede afirmar que la zona en estudio se encuentra en la parte septentrional del Eje Neovolcánico, ya que se tiene la presencia de rocas ígneas intrusivas ácidas cubiertas por basaltos y sedimentos lacustres recientes.

### III.2 Geomorfología

Los principales rasgos geomorfológicos en el yacimiento "La Sorpresa" se deben a procesos endógenos como son: intrusiones ígneas granodioríticas a cuarzomonzónicas produciendo el fracturamiento de la roca encajonante, a la acción de fenómenos volcánicos como derrames lávicos de intermedios a básicos y a la depositación de tobas ácidas, creando un relieve abrupto como el llamado "Espinazo del Diablo" que presenta alturas de entre 1800 a 1950 metros s.n. y una forma semicircular (en una proyección de planta) con el yacimiento La Sorpresa en su parte central. Lo anterior se encuentra modificado por procesos exógenos como intemperismo y erosión fluvial los cuales actúan formando barrancas y abanicos aluviales en forma de lomeríos, dentro de un valle con depósitos lacustres y derrames basálticos recientes.

Se puede considerar que la zona en cuestión presenta una etapa de juventud representada por la región montañosa alta y otra de madurez en la que existen lomeríos redondeados y valles fluviales muy amplios, con ríos que tienden a seguir cursos meándricos.

### III.3 Hidrografía

Las principales corrientes fluviales en el área de estudio corresponden en su mayoría a arroyos intermitentes, los cuales corren en dirección Norte-Noreste y que han erosionado las partes montañosas o pequeñas sierras, formando en algunos lugares profundas barrancas. Todos ellos presentan un arreglo burdamente dendrítico y que a su vez se unen a un cauce principal formando arroyos mayores como el de "Las Moras", "El Magistral", etc., que son afluentes del Río Ameca.

El Río Ameca es la corriente más importante de la zona, ya que pertenece a la región hidrológica de Ameca, la cual cuenta con tres cuencas hidrológicas principales mencionadas enseguida:

- Cuenca hidrológica Presa La Vega-Cocula, con una área de -- 2,151.58 kilómetros cuadrados y presas como la de La Vega con capacidad de 45 millones de metros cúbicos.
- Río Ameca-Río Atenguillo, con una superficie de drene de -- 3,574.03 kilómetros cuadrados.
- Río Ameca-Ixtapa, cuenta con 3,158.91 kilómetros cuadrados y depósitos como la presa corrinchis de 40 millones de metros cúbicos, que irriga a 4,000 hectáreas. El Río Ameca en esta cuenca es utilizado como límite estatal entre Jalisco y Nayarit en su parte final, hasta su desembocadura al Océano Pacífico.



## CAPITULO CUARTO

### GEOLOGIA

#### IV.1 Geología Regional

##### IV. 1.1 Estratigrafía

###### Paleozoico

En la actualidad se conoce muy poco acerca de las rocas basales Precámbricas o Paleozoicas de la parte central Oeste de la República Mexicana, ya que no afloran, por lo cual todo lo que se pueda hablar sobre la región será meramente especulativo (Damon et al., 1983).

Se ha encontrado que la composición isotópica de estroncio en rocas intrusivas Mesozoicas al Sur del paralelo 28°, es diferente con respecto a cuerpos intrusivos contemporáneos al Norte de dicho paralelo (Damon et al., 1983). Tal diferencia puede explicarse por la contaminación que pudiera haber tenido magmas ascendentes del manto al atravesar rocas del basamento siálico de diferente composición. Así, se tiene que a la altura del paralelo 28°30' se encuentra el límite sepultado del Cratón Norteamericano y el "Terreno Sospechoso de Guerrero" que fue probablemente acresionado al Cratón Norteamericano en el Cretácico tardío a Terciario Temprano. Dentro del "Terreno Sospechoso de Guerrero" se puede ubicar el yacimiento La Sorpresa (Campa and Coney, 1983).

###### Mesozoico

En el Jurásico temprano se depositaron rocas de arco volcánico continental, cubiertas por depósitos continentales y lechos rojos (Coney, 1983). De esto continuó una serie de rocas volcánicas submarinas y sedimentarias de aspecto arco volcánico del Jurásico medio al Cretácico medio (Campa and Coney, 1983) y que posiblemente forman parte de las rocas basales del "Terreno Sospechoso de Guerrero".

Entre el Cretácico medio e inicios del Cretácico tardío no existe actividad ígnea (Damon et al., 1983). Aunque Gastil et al., (1979) describen un emplazamiento de batolitos graníticos con variaciones a gabros, tonalitas y granodioritas con edades entre 67 a 97 m. a. en la parte occidental de Jalisco, formando una banda paralela a la costa pacífica (Gastil et al., 1979) y que según Coney y Reynolds (1977) forma parte del arco magmático que migró hacia el Este en el Cretácico tardío (Damon et al., op. cit.). En la parte Sur del Estado de Jalisco se han encontrado calizas de plataforma arrecifal que contienen miliólidos y Rudistas (*Toucasia Sp.*), que según López Ramos (1981) se pueden correlacionar con la formación Morelos del Cretácico inferior de la plataforma Morelos-Guerrero (Ortigosa-1983). Dichas calizas se vuelven más arcillosas hacia la porción Norte del Estado donde se encuentran pequeños afloramientos como al Occidente de Talpa, Jal., al Sureste de Ameca y al Este de Cocula, Jal.

#### Cenozoico

Del Cretácico tardío al Terciario temprano (102-45 m.a.) se depositó una secuencia volcánica andesítica que fue intrusivada por rocas ígneas ácidas casi contemporáneas. Estas rocas se reportaron como el Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental por Mc Dowell y Keizer (1977), es aquí donde existe la mayor cantidad de yacimientos de la región (Mc Dowell and Clabaugh, 1979). Este Complejo Volcánico Inferior se puede continuar hacia la parte Norte-Occidental de Jalisco pasando bajo el Eje Neovolcánico Transversal donde se pueden encontrar algunos afloramientos como al Suroeste de Ameca, en la cual una secuencia andesítica es intrusionada por un cuerpo Cuarzo-monzonítico del Terciario inferior (ver plano No. 1).

En el Eoceno-Oligoceno continuó la actividad ígnea andesítica junto con la migración hacia el Este de cuerpos intrusivos ácidos a lo largo de la Sierra Madre Occidental, mientras que el Eje Neovolcánico empezó a entrar en actividad en su parte -

oriental durante el Oligoceno tardío con la depositación de andesitas y dacitas (Demant y Robin, 1975) (estos autores consideran el límite más oriental del Eje en el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote).

Hacia el Norte del Río Grande de Santiago se puede encontrar una extensa cubierta de ignimbritas riolíticas a riodacíticas que se emplazaron en un período de tiempo muy corto, entre 27 a 34 m. a. y que cubren discordantemente a las rocas -- del Complejo Volcánico Inferior (Mc Dowell and Clabaugh, 1979). Al mismo tiempo en el Eje Neovolcánico ocurrió un importante -- emplazamiento de andesitas (Demant and Robin, 1975). Ya en el -- Plio-cuaternario fueron construidos los mayores aparatos volcánicos de esta provincia, donde la composición básica-andesítica es la predominante (Robin, 1982). También durante este período existieron numerosas cuencas endorréicas o lagos producidos por fosas tectónicas como la de Chapala, donde se pueden encontrar sedimentos lacustres y fluviales.

#### IV.1.2 Evolución Tectónica

Debido a que existe escasa información y afloramientos aislados de rocas con características particulares que no se pueden correlacionar, es difícil realizar una reconstrucción paleogeográfica del Occidente Mexicano hasta antes del Mesozoico Tardío, ya que las rocas basales están cubiertas por rocas jóvenes del Terciario Temprano a Tardío como las de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico Transversal (Campa and Conney, 1983). Sin embargo, se puede presentar un resumen de los principales procesos tectónicos y estructurales desarrollados durante el transcurso de los diferentes eventos geológicos.

De acuerdo a Clark, et al. (1980) posiblemente existió un arco magmático durante el Triásico-Jurásico del que se han encontrado rocas desde Sonora, Chihuahua, Durango, Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas (Clark, et al., 1980). En cambio Damon -- (1981) por medio de estudios isotópicos, estableció la forma--

ción de un arco volcánico que se extendía desde el Suroeste de los Estados Unidos hasta el estado de Chiapas durante el Triásico-Jurásico (Damon, et al., 1983).

En el Jurásico Tardío disminuye la actividad magmática, debido al inicio de apertura del Golfo de México a través de una dorsal intracontinental (Coney, 1983). Se piensa existió en el Cretácico temprano un paleocanal que comunicaba el Océano Pacífico y el Golfo de México y que probablemente atravesaba la parte sur del Estado de Jalisco, ya que se tienen evidencias tales como la presencia de calizas arrecifales del Albiano-Cenomaniano que se hacen más arcillosas hacia Talpa de Allende y Sureste de Ameca (Macomber, 1962). También cabe la posibilidad de que se trate de un mar marginal con cuencas intracontinentales de un posible arco magmático, debido a que existen lutitas negras, tobas y areniscas sobre las rocas anteriores.

Otro arco magmático posiblemente existió en el Cretácico Tardío, después del que se desarrolló en el Jurásico Tardío en el Occidente de México sobre un basamento desconocido denominado por Coney (1980) "Dominio Sospechoso de Guerrero", el cual fue acresionado al borde Sur del Cratón Norteamericano entre el Mesozoico Tardío y Terciario inferior en lo que es llamado la Gran Orogenia Larámide (Campa and Coney, 1983).

El siguiente evento magmático de importancia comenzó en el Cretácico Tardío a Terciario Tardío (135-16 m.a.), en el que el magmatismo empezó cerca de la margen continental y según Coney y Reynold (1977) migró lentamente hacia el Este a una velocidad de 0.3 cm por año. Durante el evento Laramídico (40-80 m.a.) la velocidad de migración aumentó a 1.8 cm por año al Este, hasta alcanzar una distancia aproximada de 1000 km desde la trinchera. Es durante este tiempo cuando se emplazan los principales cuerpos intrusivos granodioríticos a cuarzomonzoníticos del Occidente Mexicano, algunos de los cuales constituyeron pórfidos de cobre. Después comenzó el retroceso del arco volcánico hacia el Oeste hace 40 m. a., a una velocidad de 4.5 cm --

por año, llegando a la costa a unos 150 km de la trinchera hace 20 m. a. (Damon et al., 1983).

El magmatismo de México durante 140-20 m.a. presenta una variación química de Oeste a Este, empezando los primeros 500 -- km de avance con una composición calco-alcalina, después entre los 800-900 km calco-alcalina con facies de alto potasio y de los 950-1000 km cambia a un magmatismo alcalino. Ya en el retroceso se presenta nuevamente una composición calco-alcalina (Clark, et al., 1979). Coney y Reynolds (1977) proponen la justificación de los cambios en la composición química del magmatismo, así como su migración hacia el Este, como una respuesta a los cambios en la pendiente de la zona de Benioff, causada por la variación en el porcentaje de convergencia de la placa Farallón y la Norteamericana (Clark, et al., op cit.).

Ahora el choque de la cresta del Pacífico Oriental con el borde de la placa Norteamericana hace 30 m.a., originó la propagación de fallas transformes Norte-Sur entre las placas Océanica y continental, produciendo un plegamiento neogénico que afecta a las ignimbritas que se encuentran entre Nayarit y Jalisco cuyas edades máximas son de 19m.a. Las principales evidencias que se tienen de este plegamiento son diques y derrames de basaltos alcalinos emplazados durante la época de distensión (Damon y Nieto, 1979).

Se pueden distinguir dos etapas principales de actividad -- magmática en la provincia del Eje Neovolcánico. La primera en el Oligoceno-Mioceno con el inicio de emisiones calcoalcalinas debido al cambio de dirección en los esfuerzos tectónicos (Demant and Robin, 1975). La segunda etapa de 16 m.a. a la actualidad (Plio-cuaternario) se manifestó con la predominancia de basaltos y andesitas típicas.

El Eje Neovolcánico Transversal cruza a México entre los paralelos 19° a 21°, en una dirección Este-Oeste ligeramente oblicua a la trinchera de América Central. Dicho Eje es cortado -- por grabens que son oblicuos a la tendencia general y que según Mooser (1969), Cummings y Schiller (1971), podrían corres-

ponder a una zona de fallas corticales transversales a la corteza continental. Mooser (1972) propone a esta serie de fallas como zona de rejuvenecimiento de una geosutura que marcan la unión entre dos masas cratónicas. El arreglo zig-zagueante de las fallas reflejaría la fragmentación de la placa de Cocos -- después de hundirse en la trinchera (Robin, 1982).

Algunos autores proponen el origen del Eje Neovolcánico muy relacionado con la subducción de la placa de Cocos debajo de la corteza continental la que al nivel de la astenósfera sufre fusión parcial y origina los magmas del Eje, Mooser (1975), -- Urrutia y del Castillo (1977) (Demant, 1978).

#### IV.2 Geología del Yacimiento.

Las rocas que afloran en el área de "La Sorpresa" y que conforman el encajonante del cuerpo mineralizado consisten principalmente de: derrames andesíticos del Cretácico tardío-Terciario Temprano (90-40 m.a.), intrusionados por una cuarzomonzonita y pórfidos latíticos del Terciario Temprano. Las unidades anteriores están sobreyacidas por rocas ácidas como riolitas y riodacitas del Terciario medio, así como por basaltos, conglomerados y areniscas Plio-Cuaternarios pertenecientes al Eje Neovolcánico Transversal.

La columna litológica mencionada arriba, se describe a continuación comenzando de la roca más antigua a la más joven -- (Ver plano No. 2 y sección A-A').

#### Secuencia andesítica

Ocupa una gran área en las cercanías del yacimiento, caracterizada por presentar un relieve montañoso abrupto y cortado por profundas barrancas. La secuencia se compone de derrames andesíticos de color gris oscuro a gris claro rojizo, de textura Microlítica de plagioclasas orientadas indicando posibles direcciones de flujo, los minerales accesorios son la oxihorn-

blenda y augita de forma euedral a subedral que se encuentran algo alterados a hematita y limonita, los espacios cristalinos y microfracturas estan rellenas de minerales de alteración como zeolitas.

Se pueden distinguir diferentes eventos volcánicos andesíticos, ya que existen variaciones de andesita de piroxeno y oxihornblenda de textura Pilotaxítica y color gris claro en la parte basal de la secuencia, hasta andesitas-basálticas de olivino y piroxeno de textura vitrofídica, muy porosa y de color rojiza en la parte superior de la secuencia ( Lámina Ia,b y c)

La unidad litológica se puede correlacionar con las del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental de edad Cretácico Tardío-Terciario Temprano, reportadas por Claibough y Keizer (1977), la cual fue intrusionada por cuerpos granítico-monzoníticos, los que en algunos casos produjeron pórfidos de cobre y brechas mineralizadas en el Occidente Mexicano.

Hacia la parte Sureste de la brecha, dentro de las andesitas existen afloramientos de óxidos de fierro y otros elementos en forma de un Gossan o Sombrero oxidado que posiblemente se derivo de sulfuros primarios de fierro y cobre. Estos óxidos se encuentran distribuidos en vetas o ramaleos con un ancho promedio de 5 a 7 centímetros cortando a las rocas volcánicas, la zona ocupa unos 150 m de diámetro, dándole a las andesitas una coloración rojiza pardusca a negra.

### Cuarzomonzonita

Intrusionando a las andesitas se encuentra una cuarzomonzonita de color gris claro-rosáceo, de textura fanerítica, holocristalina, equigranular, en la cual sus feldespatos están algo alterados a sericita y minerales arcillosos. La hornblenda, biotita, apatito y esfena son los principales minerales accesorios, que se estan alterando a clorita y hematita. Esta roca junto con la andesita delimitan el cuerpo brechoide de "La Sor-

presa" y a otros de menores dimensiones, los cuales están cementados por silicatos y sulfuros. En otros lugares la cuarzomonzonita presenta un patrón de diaclasamiento o fracturamiento - paralelo de dirección Noreste-Suroeste, que se encuentran rellenas por turmalina, cuarzo, epidota o caolín principalmente (Lámina Id).

De acuerdo a las dataciones realizadas por Clark et al., -- (1983) para los principales pórfidos de cobre y brechas mineralizadas cercanas al depósito de "La Sorpresa", se le puede asignar una edad por correlación al intrusivo cuarzomonzonítico de entre 45 a 55 m.a., ya que se considera que durante este tiempo ocurrió la formación de los pórfidos de cobre del Occidente Mexicano.

### Pórfido Latítico

Esta unidad aflora al Sureste de "La Sorpresa", formando diques que intrusionan a la andesita y que al parecer es un poco posterior a la cuarzomonzonita, ya que atravieza parte del depósito brechoide, sus principales características son: roca negra pardusca, de textura porfídica, con fenocristales de oligoclasa-andesina y sanidino un poco alterado a sericita, además cuenta con ferromagnesianos cloritizados y oxidados (Lámina -- Ie).

Cubriendo a las rocas anteriores se encuentra una serie de riolitas-riodacitas del Terciario medio, que han sido fuertemente erosionadas o cubiertas por rocas más recientes. Los afloramientos de estas se localizan al Suroeste del cuerpo mineralizado principal.

### Basalto

La última unidad litológica importante que aflora en las --



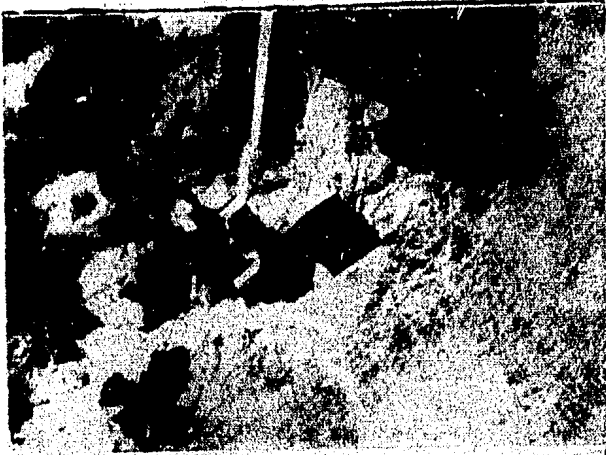
inmediaciones del área, es un basalto de olivino y augita, de textura porfídica vitrofídica, muy poco alterado y que cubre discordantemente a las unidades anteriores en algunos lugares, formando pequeñas mesetas (Lámina If). Contemporáneos a estos basaltos existen depósitos continentales Plio-Cuaternarios -- propios de la provincia del Eje Neovolcánico, tales como conglomerados y areniscas, los cuales dan al terreno la forma de lomeríos y valles fluviales.



a) Andesita con textura microlítica de plagioclasas orientadas y algunos piroxenos (augita) (con nícoles cruzados,  $\times 2.5/0.08$ ).



b) Zeolitas dentro de microlitos de plagioclasas en las andesitas (con nícoles cruzados,  $\times 10/0.22$ ).



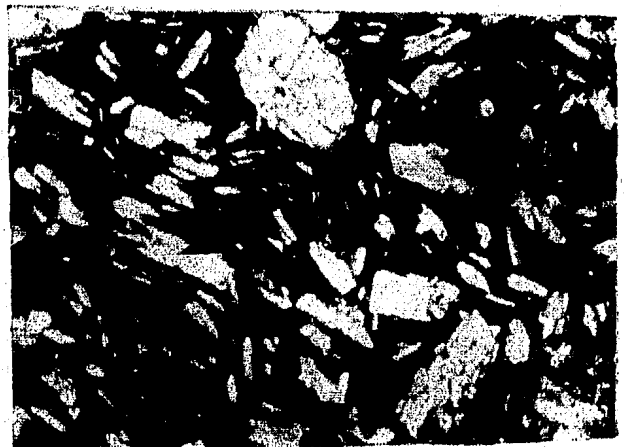
c) Andesita-basáltica de olivino y augita, textura vitroclástica vesicular (sin nícoles cruzados,  $\times 2.5/0.08$ ).



d) Cuarzomonzonita de textura fanítica equigranular algo alterada, hornblenda, biotita y esfenas (sin nícoles cruzados,  $\times 2.5/0.08$ ).



e) Pórfido latítico con fenocristales de plagioclasas y sanidino, y ferromagnesianos alterados a hematita (con nícoles cruzados,  $\times 2.5/0.08$ ).



f) basalto de olivino y augita, textura vitroclástica, muy poco alterado (con nícoles cruzados,  $\times 2.5/0.08$ ).

## CAPITULO QUINTO

### YACIMIENTO "LA SORPRESA"

#### V.1 Introducción Metalogenética

Antes de describir las principales características del yacimiento de cobre tratado en este trabajo, es necesario ubicarlo dentro de su propio marco metalogenético correspondiente a nivel regional.

Los pórfidos de cobre y brechas mineralizadas más antiguas - que se conocen en México y los Estados Unidos son de edad Jurásica tales como el de Bisbee, Arizona de 178 m.a. y el prospecto de San Juan Mazatlán de 198 m.a., que se asocian a un arco volcánico datado isotópicamente por Damon et al. (1981) en Chiapas, Oaxaca, Durango, Chihuahua, Sonora y el Sur de Arizona. Se desconoce la existencia de otro arco volcánico Post-Jurásico a pre-Laramídico, por lo cual no existen evidencias de pórfidos de esta edad. Por otra parte el 80% de los pórfidos de cobre y brechas mineralizadas datadas en México y el Suroeste de los Estados Unidos, fueron emplazados durante la transgresión hacia el Este de un arco volcánico, en el episodio Laramídico (definido por Coney (1976) de 80-40 m.a.) de rápida convergencia de la placa Farallon y la placa Americana. La falta de depósitos económicos durante la regresión del arco hacia la costa Pacífica - se debió probablemente a la erupción de cenizas volcánicas que de acuerdo a Sillitoe (1980) actuaron como un inhibidor para la formación de los pórfidos. Solo una mínima parte tiene una edad Post-Laramídica, tales como el yacimiento de La Verde e Inguaran en Michoacán.

El 90% del total de los pórfidos de cobre datados por Damon et al. (1983) caen a lo largo de una angosta franja burdamente paralela a la costa Pacífica (Fig. 5.1), la cual se extiende - desde el Estado de Guerrero hasta el Noroeste de Arizona, con un ancho que no excede los 100 km de Guerrero a Sonora. Al Suroeste de Arizona se amplía hasta unos 400 km y más adelante - se vuelve a angostar a menos de 100 km al Noroeste de este mis

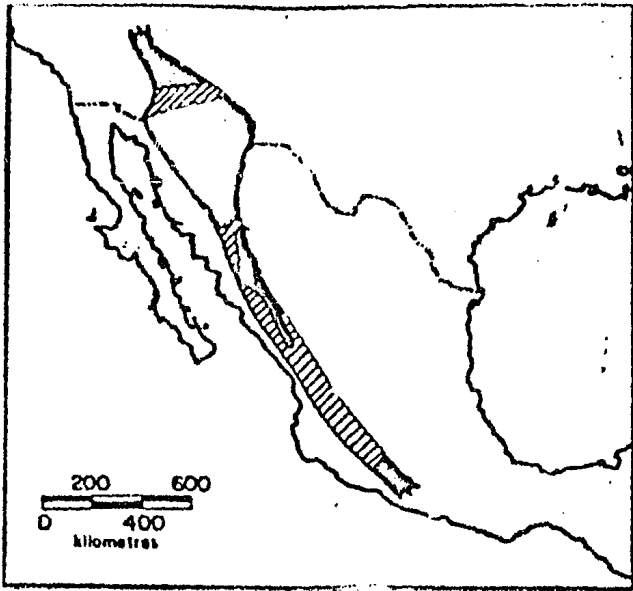


Fig. 5.1 Franja de los principales pórfidos de cobre y brechas mineralizadas, cuya longitud es de 1890 km y ancho promedio de 100 km. Las zonas sombreadas incluyen depósitos económicos (tomado de Damon et al. -- 1983).

mo Estado.

Se ha observado que esta franja de pórfidos y brechas mineralizadas no se interrumpe al cruzar diferentes provincias fisiográficas, que de acuerdo a Clark (1976) atravieza la Sierra Madre Occidental, la provincia de Sierras y cuencas, y pasa bajo la cubierta del Eje Neovolcánico Transversal, teniendo algunos afloramientos como el de La Sorpresa. La franja aparece nuevamente en la depresión del Río Balsas y perdiéndose en las inmediaciones de Guerrero.

Los límites de esta franja metalogenética de cobre están determinados además de los mencionados en los párrafos anteriores por lo siguiente:

El límite Oriental se puede ubicar por medio de la disminución en el contenido de cobre en rocas de composición alcalina, que fueron emplazadas durante la migración hacia el Este del arco magmático. Por otra parte, la disminución del espesor en la capa protectora y el gran período de erosión de las regiones subvolcánicas someras de la Sierra Madre Occidental donde se emplazaron los principales pórfidos, son la limitante al poniente de la franja de cobre (Damon et al., 1983).

## V.2 Yacimiento Tipo

Las brechas mineralizadas tabulares se relacionan en tiempo y espacio con los depósitos de pórfidos de cobre, los cuales son ejemplos claros de una mineralización post-magmática en sistemas ígneos de composición felsítica. Existe además una amplia distribución a nivel mundial de este tipo de yacimientos (Fig. 5.2), pero los mejor estudiados son los que se encuentran en los bordes continentales que rodean al Océano Pacífico. Por lo tanto se han elegido como ejemplo típico los depósitos localizados en la parte Norte y central de Chile en Sudamérica, los cuales forman una franja con orientación Norte-Sur de aproximadamente 2000 km de largo, la que incluye yacimientos como el de Yabricoya, Chuquicamata, El Salvador, etc., que son los más semejantes al estudiado en la localidad de "La Sorpresa" (Fig. 5.3).

Los cuerpos mineralizados de la provincia chilena ocurren en intrusiones epizonales alargadas de direcciones Norte-Sur, con una composición granodiorítica a cuarzomonzonítica de edad Terciario Temprano, los cuales cortan rocas volcánicas continentales intercaladas con arenitas y lutitas del Jurásico y principalmente del Cretácico Tardío-Terciario Temprano. Las brechas mineralizadas se presentan en grupos de dos o más cuerpos ocupando áreas restringidas paralelas a pliegues abiertos y fallas con un gran ángulo de buzamiento. La forma y estructura individual de los depósitos es típicamente circular a elíptica en una proyección de planta, aunque se presentan protuberancias laterales en algunos casos. El diámetro promedio puede variar de 3 a 100 m y la forma de las columnas es esencialmente vertical con inclinaciones máximas de hasta 45° y extensión a profundidad de 100 a 200 m. Los contactos entre la brecha y la roca encajonante se caracterizan en general por presentar una zona de fracturas verticales muy juntas y de poca profundidad. Estas pueden estar rellenas por turmalina y cuarzo o sulfuros de cobre y hierro (Fig. 5.4).

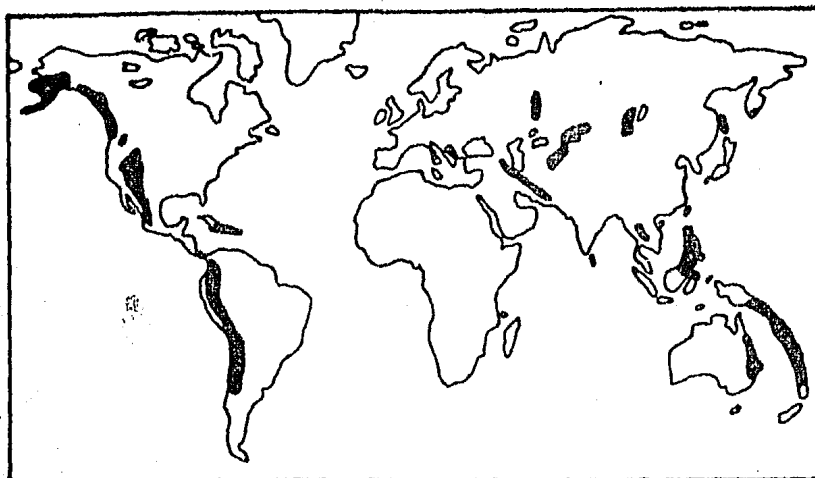


Fig. 5.2 Distribución de las principales provincias de pórfidos de Cobre y brechas mineralizadas.

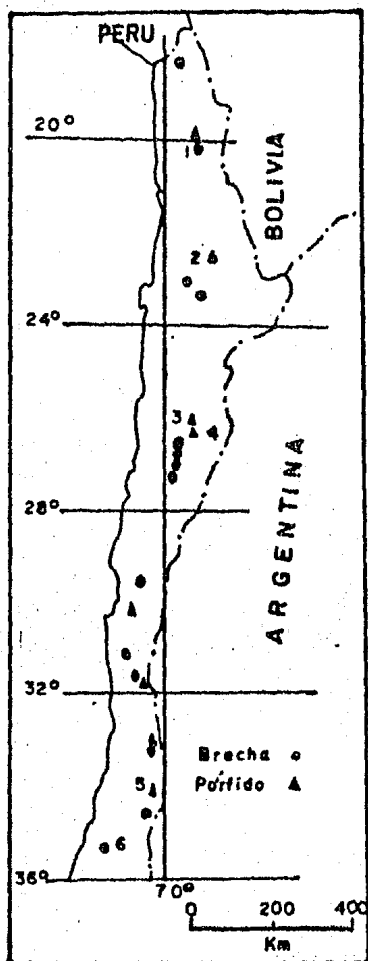


Fig. 5.3 Provincia Chilena de pórfidos de Cobre y brechas mineralizadas con yacimientos como: 1: Yabricoya, 2: Chuquicamata, 3: El Salvador, 4: Potrerillos, 5: El Teniente, 6: Chivato. (según Sillitoe and Sawkins, 1971)

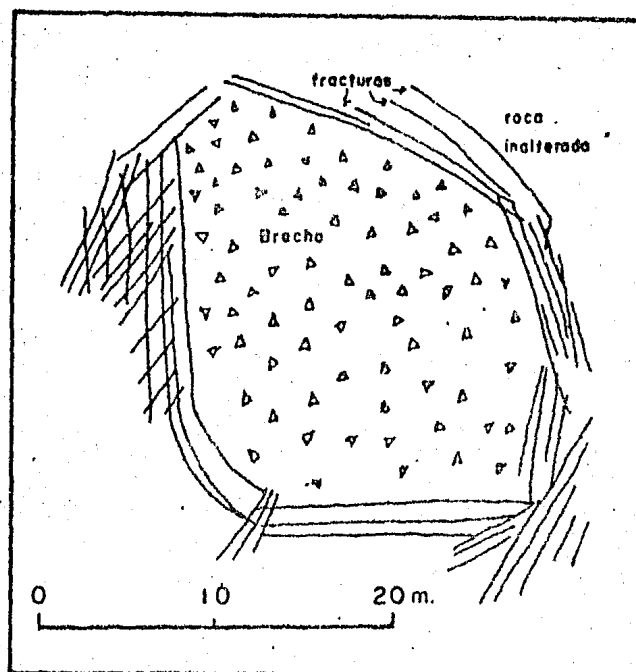


Fig. 5.4 Vista de planta de los contactos entre la brecha y el encajonante.

Los fragmentos de la brecha son angulosos a sub-redondeados, con un tamaño que varía de 1 a 50 cm, aunque existen bloques de tamaño mayor. El arreglo que presentan estos fragmentos es principalmente tabular y con una cierta orientación como se observa en la Fig. 5.5, lo cual puede indicar un origen de colapso para la brecha (Sillitoe and Sawkins, 1971).

Se presentan dos estados principales en la mineralización de las brechas. El primero consiste en una alteración sericítica e introducción de cuarzo secundario en la roca descompuesta de la parte superior de estos depósitos minerales. A lo anterior se le puede agregar la presencia de minerales deutéricos como son la clorita, epidota, y turmalina en el plutón. Algunas veces -- los bordes de los fragmentos se encuentran alterados a feldespato potásico, lo cual Creese (1966) considera equivalente a la alteración potásica que se tiene en los pórfidos de cobre.

El segundo estado pertenece al relleno de los espacios entre los fragmentos de la brecha por minerales como turmalina y cuarzo acompañante, así como por especularita y escasa magnetita -- contemporánea a la mineralización. La calcopirita y pirita son los sulfuros predominantes depositados entre los espacios después de los primeros estados de relleno. Asociados a estos existe molibdenita, scheelita y escaso contenido de oro. La etapa final consiste en la depositación de barita, dolomita, siderita y calcita en cristales euédricos o vetillas.

Estudios de inclusiones fluidas realizados en ganga de cuarzo, muestran dos tipos principales de inclusiones, unas con alta salinidad a líquido dominante y una fase de vapor y otras de baja salinidad, con poco fluido y una fase de vapor, que según Roedder (1972) es un patrón característico de depósitos minerales epigenéticos post-magmáticos de fluidos originales en estado de ebullición. Las inclusiones contienen fluidos con un 30% en peso de NaCl, atrapado a una temperatura de 440°, indicando que paragenéticamente la turmalina se depositó a temperaturas mayores que la anterior a una presión de 325 bars y profundidad promedio de 1300 m si se considera presión litostática.

### V.3 Descripción del Yacimiento "La Sorpresa".

#### V.3.1 Forma y Dimensiones.

Existen algunos cuerpos brechoides mineralizados de diferente forma y dimensiones asociados al intrusivo cuarzomonzonítico del Terciario Temprano y a la secuencia andesítica, de los cuales el más importante por su tamaño y concentraciones mineralógicas económicas (ley promedio de 1.79% de Cu; según el C.-R.M., 1977) es el de "La Sorpresa", localizado en la parte norte de dicho plutón, cuya expresión topográfica en superficie es de relieves bajos y redondeados (Vease Plano No. 2). Este depósito mineral presenta una forma columnar irregular que se aproxima a la verticalidad, observandose circular o ligeramente elíptico con algunas protuberancias laterales en una proyección de planta. El diámetro promedio de la brecha mineralizada es de aproximadamente 150 metros, de acuerdo a observaciones y mediciones realizadas en el interior de obras mineras existentes en el yacimiento, así como por reconocimiento geológico superficial. Los cambios verticales en la forma y extensión a profundidad no se conocen con exactitud. Sin embargo, se calcula una prolongación aproximada de 150 a 200 metros, debido a la descripción de algunos barrenos realizados por la compañía I.M.I. S.A.

#### V.3.2 Roca Encajonante y Naturaleza de los Fragmentos

Los contactos entre el cuerpo mineralizado y la roca encajonante son generalmente abruptos, ya que se pasa de fragmentos brechoides alterados, cementados por silicatos y sulfuros a roca encajonante cuarzomonzonítica original muy poco fracturada y con ligeras alteraciones a sericita y minerales arcillosos. Estos contactos se reflejan en la superficie del terreno en forma de fracturas muy juntas cuyas direcciones principales son Norte-Sur y Noreste-Suroeste, las cuales al parecer delimitan al yacimiento. En cambio en algunos lugares los contactos



son transicionales, debido a que se pasa paulatinamente de -- fragmentos brechoides alterados y cementados por mineraliza--- ción a bloques del intrusivo encajonante original sin altera-- ciones ni sulfuros. Por otra parte los fragmentos que componen este cuerpo tabular brechado presentan en general una forma an-- gulosa a sub-redondeada, con un tamaño promedio que varía de 1 a 50 cm de longitud, aunque existen bloques de hasta 3 metros de diámetro y en algunos casos de 0.5 cm localizados entre los espacios dejados por los bloques de mayor tamaño sin ninguna - relación evidente.

Es difícil conocer la composición y textura exacta de los - fragmentos que integran el cuerpo mineralizado, ya que la mayo-- ría se encuentran alterados o reemplazados por diferentes mine-- rales. Sin embargo, se puede observar que la mayoría de los -- fragmentos menos alterados pertenecen a la cuarzomonzonita en-- cajonante lateral y en menor cantidad a la secuencia andesíti-- ca intrusionada. El arreglo espacial que presentan estos frag-- mentos dentro del yacimiento columnar es irregular y caótico, por lo que se puede observar fragmentos de gran tamaño y forma angulosa junto a fragmentos pequeños sin ninguna relación.

### V.3.3 Paragénesis y Alteraciones Hidrotermales

El proceso de mineralización de la brecha "La Sorpresa" puede ser dividido en tres etapas principales de acuerdo a estudios petrográficos y minerográficos desarrollados.

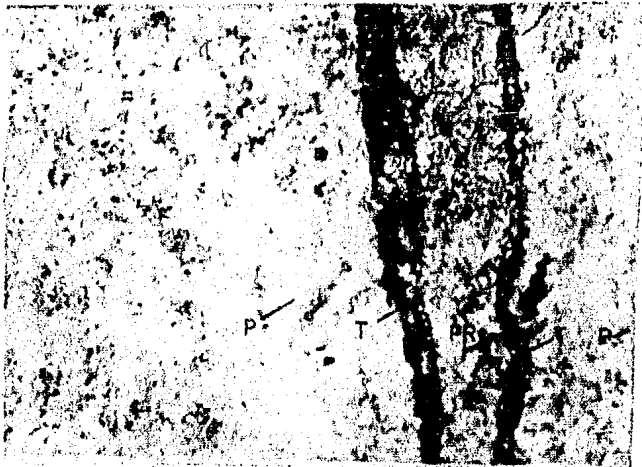
- La primera etapa consiste en alteración sericítica del intru-- sivo cuarzomonzonítico, en la cual las plagioclasas y feldespa-- tos alcalinos están alterados a sericita, minerales arcillosos y en algunos casos a calcita. La hornblenda y biotita se en--- cuentran también descompuestos a clorita y hematita, existiendo además una adición de cuarzo. Posiblemente esta alteración fue la primera en ocurrir antes de que se formara el cuerpo brechoi-- de, ya que esta se encuentra ampliamente distribuida en el -- plutón.



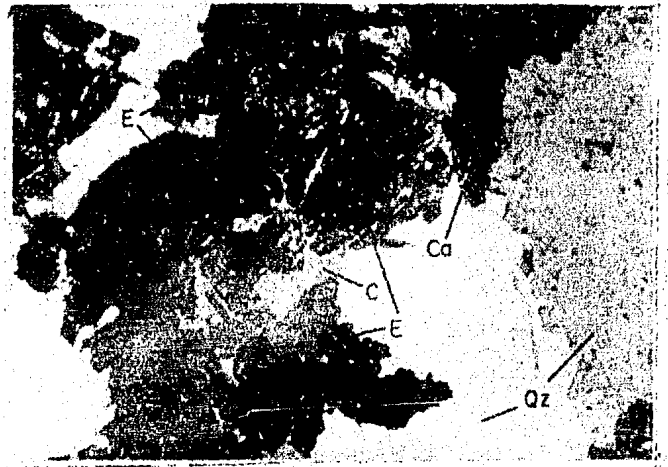
a) Fragmentos brechoideos de "La Sorpresa" con alteración propilítica y cementada por turmalina - verde oscura.



b) Alteraciones concéntricas, reemplazamiento interior - ortoclasa-cuarzo y exterior por epidota -clorita, cementados por turmalina.



c) Zoneamiento de alteraciones y mineralización de los fragmentos. A. potásica (P), A. propilítica (PR) y turmalina (T).



d) Epidota (E), clorita (C) y calcita (Ca), junto con cuarzo, producto del reemplazamiento de plagioclasas (Pa) (con nícoles cruzados, x2.5/0.08).



e)



f)

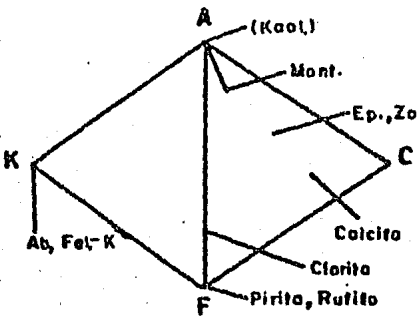
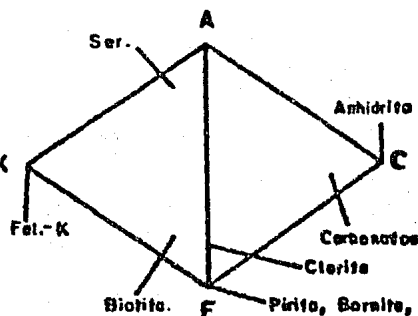
e) y f) epidota, clorita y escasa calcita de la A. propilítica (con nícoles cruzados, 10/0.22).

- La siguiente etapa hidrotermal que registró, ocurrió después de haberse formado la columna brechoide, debido a que se presentan las alteraciones o reemplazamientos minerales en forma de zoneamiento o microzoneamiento alrededor de los fragmentos.

El primer microzoneamiento interior que se puede observar en algunos fragmentos, pertenece a la alteración potásica --- (Lámina IIa), en la cual las plagioclasas originales son reemplazadas o alteradas a ortoclasa y cuarzo principalmente, también existe calcita, clorita, minerales arcillosos y sericita. De acuerdo a Lowell y Guilbert (1970) esta alteración ocurre como resultado de un mayor o menor metasomatismo Potásico, el cual es acompañado por lixiviación de elementos como calcio y sodio en rocas que contienen minerales aluminosilicatos originales. La alteración aparece como un enriquecimiento de potasio en los feldspatos alcalinos ígneos, la biotita magmática es descompuesta a una variedad más magnésiana la cual está acompañada por rutilo, mientras que el hierro liberado por la biotita es absorbido por la magnetita, calcopirita, pirita y bornita (Tabla 5.1)

El segundo microzoneamiento exterior de los fragmentos y el más extendido pertenece a la alteración propilítica (Lámina II b, e y f), que consiste en reemplazamiento de las plagioclasas y feldspatos alcalinos cuarzomonzoníticos a epidota, clorita, calcita, escasa pirita y sericita, con lo cual cambia la textura original. Esta alteración se caracteriza principalmente por el desarrollo de nuevos minerales de calcio y magnesio en las rocas ígneas existentes, debido al reordenamiento de los componentes originales. Se considera este reemplazamiento esencialmente equivalente al metamorfismo de facies esquistos verdes en el que sus minerales esenciales son la clorita, epidota y calcita, formados a partir de minerales máficos y el componente anortítico de las plagioclasas, por la introducción de pequeñas cantidades de H y CO<sub>2</sub>. El Potasio liberado por la cloritización de la biotita aparece como sericita no esencial, mientras que el componente albitico de las plagioclasas es conser-

Tabla 5.1 principales alteraciones hidrotermales de "La Sorpresa".

PORFIDO CUARZOMON- ZONITICO (Fresco)	ZONA PROPILITICA	ZONA POTASICA
CUARZO	No cambia	Aumenta
ORTOCLASA - MICROCLINA	No cambia	Reemplazamiento por feldespato-K y cuarzo
PLAGIOCLASA (An 35 -45)	A epidota, zoizita, calcita, tr. clorita, caolin	Reemplazada completamente por feldespato-K, sericita, biotita
BIOTITA	A clorita, zoizita, calcita, leucoxeno	Fresca o cruzada por granulos de bornita, clorita
HORNBLENDA	A epidota, clorita, monticelita	A biotita, clorita, rutilo
MAGNETITA	Trazas de pirita	A pirita
<p>A-K-C-F</p> <p>A=Al K=K, Na C=Ca, Sales F=Fe, Mg</p>		
RELLENODE VETAS	Qz.- Cal.- Fel.-K. - rara plag.- Clor.	Qz.- Fel.-K- Bb.- Ser.- Ank.- Cal.

vado. Por otra parte los principales minerales accesorios-- que se presentan en la alteración son apatito, ankerita, hematita y sulfuros escasos (Tabla 5.1)

- La tercera etapa se manifiesta después de las anteriores-- y comprende principalmente el relleno de los espacios existentes entre los fragmentos. Esto se lleva a cabo por medio de una primera depositación de turmalina granular o masiva-- de color azul oscuro- verdosa y parda, que se puede clasificar como chorlita, la cual se encuentra intercrecida con -- cuarzo anedral incoloro formando una capa alrededor de los

fragmentos. El relleno continua con la cristalización de turmalina granular intercrecida con cuarzo y sulfuros de cobre y hierro, que de acuerdo al estudio de superficies pulidas muestran un 23% de pirita euedral a subedral con pequeñas inclusiones de molibdenita, mientras que la calcopirita con un 75% del total de sulfuros reemplaza a la pirita por medio de vetillas o bordes de avance o formando intercrecimientos con la pirita (Lamina IIIa, b y c). Justo en este estado ocurre la depositación de minerales de cobre y hierro en las fracturas existentes de la andesita y que en la actualidad se encuentran formando un Gosan (Lamina III d). La parte final de la mineralización hipogénica se manifiesta con la formación de carbonatos tales como dolomita y calcita de forma euedral, rellenando vetillas (Fig. 8.13). Cabe hacer notar que cada una de las anteriores etapas se registraron en un período de tiempo geológico muy corto, por cual se les considera casi simultáneas.

La mineralización secundaria o supergénica comprende la oxidación de los diferentes sulfuros del yacimiento por procesos de intemperismo, ya que se tiene la presencia de hematita en cristales pseudomorfos de pirita y la formación de carbonatos, sulfatos y silicatos de cobre tales como malaquita, azurita, crisocola, calcita y yeso.

#### V.4 Diferentes teorías para explicar el origen de las brechas

El problema de origen y clasificación de los cuerpos brechoides mineralizados a recibido mucha atención en la literatura existente, ya que los autores ofrecen diferentes teorías para explicar la formación de estos yacimientos.

Buttler (1913) propone que la roca fue brechada aparentemente por una falla pequeña, por la cual circularon soluciones hidrotermales confinadas con fuerte acción corrosiva, las que al reaccionar con los fragmentos brechoides del encajonante producen aumento en los espacios porosos. En una etapa posterior es-

tos espacios son rellenados por minerales de mena y ganga ---  
(Johnston and Lowell, 1961).

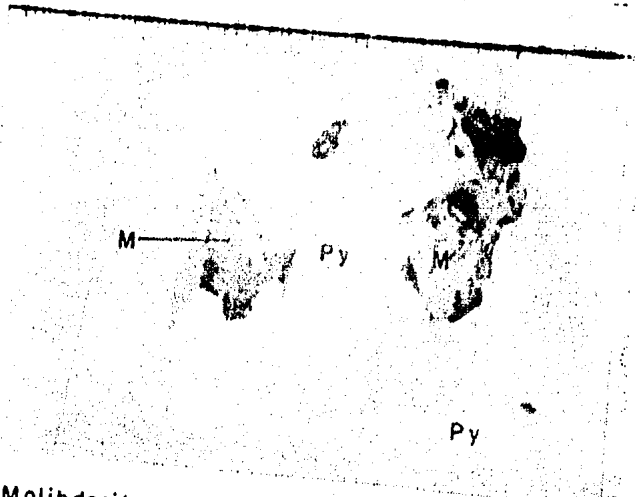
Entre los que proponen un origen explosivo para estos depósitos se encuentra Anderson (1945) quien piensa que algunos de estos yacimientos están asociados a fenómenos volcánicos, debido a la rotura o fracturamiento de la roca por escape o salida de gases. Dichas fracturas o espacios pueden ser rellenados -- por fragmentos de roca encajonante o material ígneo (Johnston and Lowell op. cit.).

Scherkenbach (1982) calculó que la energía liberada por una solución hidrotermal salada y calentada a vapor, es suficiente para formar brechas análogas a explosiones hidrotermales en -- los campos geotérmicos actuales. El sugiere que los fluidos -- son calentados por un magma en proceso de enfriamiento a una -- profundidad dada, los que al atravesar fallas y fracturas pueden ser sometidos a una disminución de presión (cambio de presión litostática a hidrostática), produciendo una explosión -- instantánea a vapor dominante. Esto induce a la formación de -- brechas que se extienden hacia abajo hasta que la presión de -- vapor de los fluidos se equilibra con la presión y temperatura ambiente. La explosión hidrotermal resulta en un arreglo caótico de los fragmentos angulosos (Sawkins and Simmons, 1983).

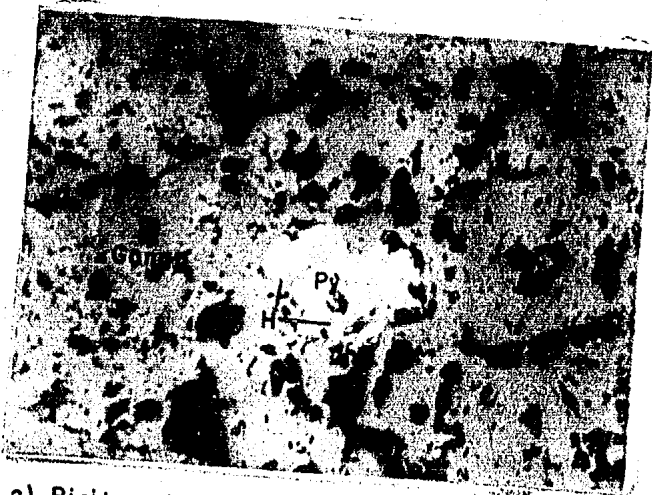
El origen de algunos cuerpos columnares mineralizados se -- puede interpretar como brechas de colapso post-magmáticas, formadas a partir de la removilización de roca a través de conductos. El colapso se debe a la acción corrosiva de fluidos hidrotermales calientes que producen la abertura de espacios y el -- incremento de la porosidad de la roca, la cual es incapaz de -- soportar la sobrecarga superior y en consecuencia se produce -- la caída de la sección. El punto de origen de dicha caída o -- hundimiento puede ser asociado a una falla litológica o estructural (Sawkins, 1969). El movimiento de los fluidos hacia arriba a través de la masa brechosa no cementada, provoca el reemplazamiento y relleno de los espacios por varios minerales tales como cuarzo, turmalina, clorita epidota, sulfuros, etc.



a) Pirita euedral (Py) rodeada por calcopirita masiva (Cp) (sin polarizador, 16/0.35).



b) Molibdenita maclada (M) dentro de pirita subeudral (Py) (con polarizador, 16/0.35).



c) Pirita alterandose a hematita (H) (con polarizador, 8/0.2).

En la Fig 5.5 se presenta un modelo de la estructura interna de una brecha originada por colapso, en la que se pueden observar cinco partes principales típicas.

- a) zona de alteración cuarzo-sericítica, limitada por fracturas muy juntas.
- b) zona de roca fracturada y rota "in situ", sin desplazamiento.
- c) zona inferior a las anteriores, consta de fragmentos tabulares orientados, que se hacen horizontales hacia el centro de la brecha y verticales en las orillas de la misma, lo cual indica el volcamiento de los fragmentos.
- d) brecha normal cementada por turmalina, cuarzo y sulfuros.
- e) parte de la brecha con mayor reemplazamiento.

(Sillitoe and Sawkins, 1971).

Norton et al. (1973) descartan que el mecanismo de corrosión de los fluidos sea esencialmente un evento post-magmático, ya que si esto fuera posible se requerían grandes cantidades de reactivos solventes, a lo cual ellos proponen que el vacío necesario para la formación de las brechas puede ser generado por el poder de exolución del agua de un magma durante el tiempo de emplazamiento. (Norton and Cathles, 1973). En cambio Micham (1974) le da mayor importancia al problema espacial de emplazamiento de los depósitos y sugiere que todos fueron a gran escala fallas de fisura, como resultado del movimiento sobre un común multiplano de falla en zonas de la corteza terrestre someras. El desarrollo de esta sección de fallas es perpendicular al movimiento del vector principal (Fig. 5.6), en la cual se produce un efecto de vacío y presión diferencial entre la fisura y sus paredes creando ruptura y brechamiento de la roca. En este estado la brecha puede ser receptáculo de fluidos hidrotermales.

En resumen se puede decir que debido al arreglo caótico que presentan los fragmentos brechoides del yacimiento "La Sorpresa", se considera que posiblemente se originó por una explosión hi-



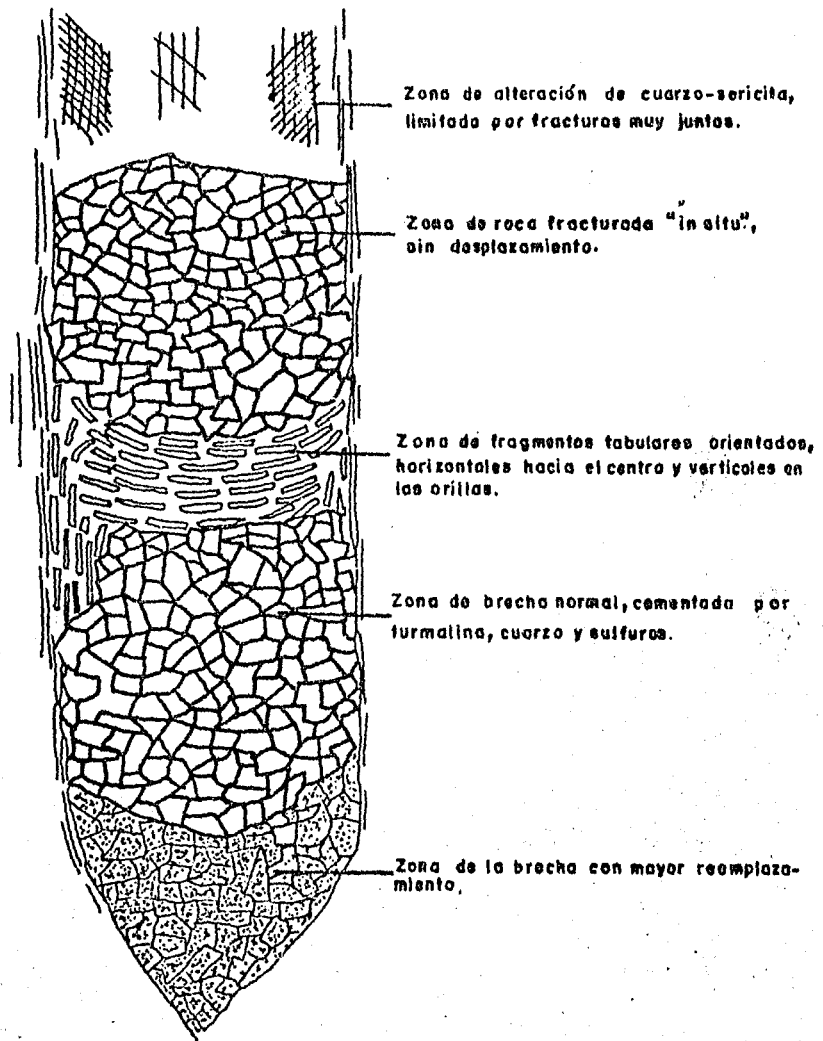


Fig. 5.5 Sección esquemática de la estructura interna de una brecha mineralizada, producida por colapso (tomado de Sillitoe and Sawkins, 1971).

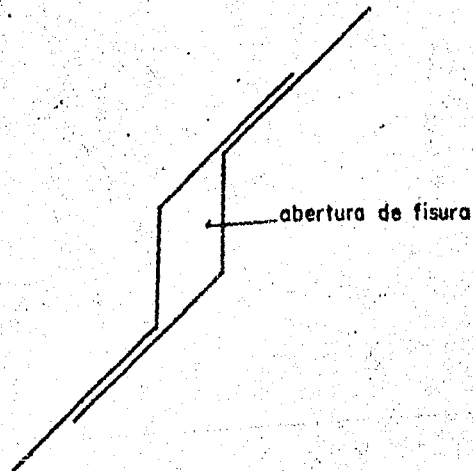


Fig. 5.6 Desarrollo de una brecha mineralizada sobre una abertura de fisura, como resultado del movimiento de un común multipiano de falla (tomado de Mitcham, 1974).

drotermal somera, ya que no se encontraron fragmentos orientados o tabulares propios de las brechas de colapso de otras provincias de pórfidos de cobre.

#### V.5 Relación de las brechas mineralizadas con los pórfidos de cobre

Las brechas mineralizadas de cobre-molibdeno presentan una gran relación con respecto a los pórfidos de cobre-molibdeno, en los aspectos genético y espacio-tiempo, ya que los principales depósitos se encuentran dentro de una misma provincia metalogenética según Damon et al. (1983), los cuales se formaron en edades casi idénticas y debido a los mismos procesos tectónicos y estructurales ocurridos, como es el caso de los pórfidos y brechas del Occidente Norteamericano-Sudamericano (Fig. 5.2). por lo que a continuación se mostraran brevemente las características de dichos yacimientos en base al modelo propuesto por Burnham (1979).

El elemento básico para la existencia de un pórfido de cobre, es la presencia de un stock granodiorítico saturado en agua, cuya forma cumple con las características físicas de emplazamiento somero y otras tales como la formación de brechas mineralizadas, lo cual sugiere que la mayoría de estos cuerpos ígneos solidificaron en o cerca de conductos volcánicos, durante la disminución de los estados de actividad eruptiva. De este modo el desarrollo de un sistema pórfido de cobre se visualizará como uno de los productos finales de los procesos de cristalización de un plutón ígneo.

En la Fig. 5.7a se muestra un sistema magmático granodiorítico en su etapa inicial, emplazado en un ambiente subvolcánico en el cual comienza a ocurrir la cristalización de minerales hacia afuera de la línea "S<sub>1</sub>". Este sistema se considera cerrado, excepto en la transferencia de calor del intrusivo hacia afuera, suponiéndose una temperatura máxima en el interior

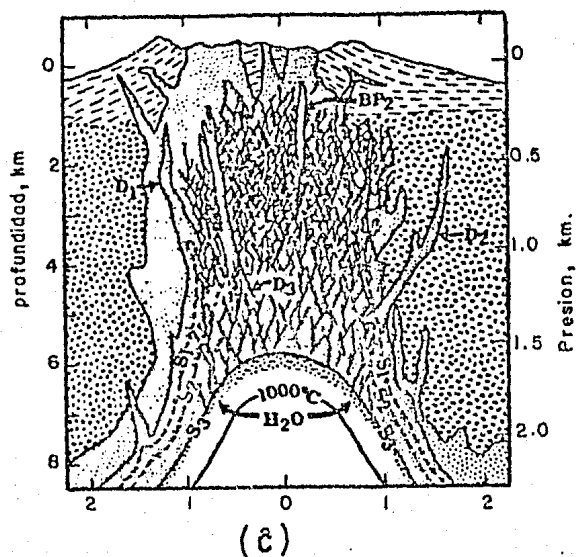
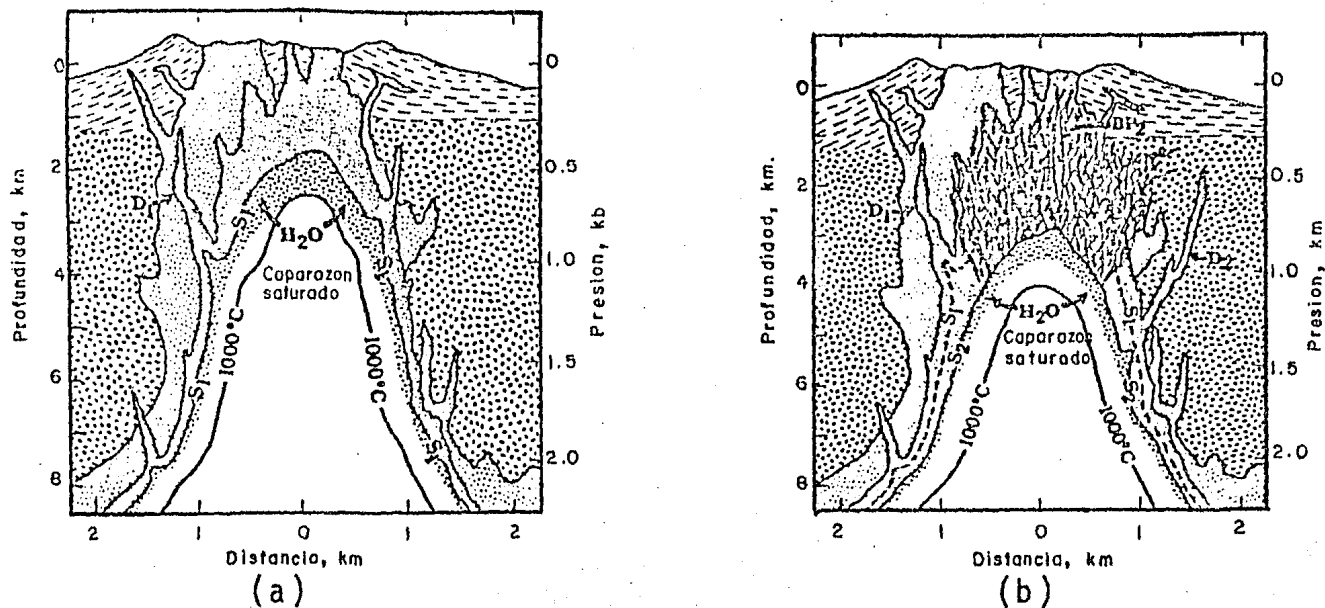


Fig. 5.7 Secciones esquemáticas de un stock granodiorítico hipotético, cuyos estados sucesivos de solidificación producen el desarrollo de un pórfido de Cu-Mo. (a). estado inicial D<sub>1</sub>-dique asociados al stock, S<sub>1</sub>-línea de solidus saturado, zona de puntos magma saturado en agua. (b) y (c) estados subsecuentes. (tomado de Burnham, 1979)

del stock de 1025°C y que el 90% de la roca fundida es regularmente coincidente con la línea isotérmica de 1000°C (Burnham, 1979).

Hacia arriba y hacia afuera de la línea isotérmica de 1000°C la cristalización de minerales se incrementa, así como el contenido de agua de la fusión residual (3.3% en peso de H<sub>2</sub>O), la cual se concentra hacia la parte superior del intrusivo en forma de un caparazón o línea de saturación de agua, entre el límite del solidus S<sub>1</sub> y la isotérma de 1000°C. Esta línea de saturación juega un papel importante en el futuro desarrollo del sistema pórfido de cobre, ya que sirve como barrera en la migración de volátiles hacia afuera o hacia adentro del encajonante.

Es igualmente importante este caparazón en su parte superior, debido a que es el sitio de ocurrencia de una fase fluida acuosa producida por una segunda ebullición, cuando el sistema se enfría y evoluciona hacia un segundo estado representado en la Fig. 5.7b (Burnham, 1979).

El proceso de segunda ebullición es consecuencia natural -- del enfriamiento de la roca fundida que se encuentra saturada en agua y con 1 ó 2 fases cristalinas, de acuerdo a la relación FUSION SATURADA EN  $H_2O \rightarrow$  CRISTALES + VAPOR, produciendo un incremento en la presión y volumen del caparazón. Este incremento actuará directamente sobre el cuerpo magmático contiguo, -- comprimiendolo hasta que las condiciones de presión y volumen se equilibren. No obstante es necesario tomar en cuenta la resistencia de la roca ígnea encajonate, la cual es muy variable con respecto a su homogeneidad, ya que al momento de aumentar la presión, se puede producir el fracturamiento y fallamiento de la roca.

Las fracturas producidas por la perdida de presión son en general verticales y se concentran arriba de la parte apical del stock, como se presenta en la Fig. 5.7b, debido a que la expansión del sistema ocurre en la dirección de menor esfuerzo, es decir hacia donde existe la menor carga litostática.

Las fracturas laterales mayores del sistema pueden producir el brechamiento de la parte superior gruesa del caparazón de  $H_2O$ , donde los grandes volúmenes de fases fluidas acuosas se han acumulado, formando diques brechoides y brechas columnares como la de "La Sorpresa" ( $BP_2$  en la Fig. 5.7b). Ahora si el brechamiento ocurre en los flancos delgados del caparazón, se podrán introducir diques que contienen principalmente plagioclasas y hornblenda ( $D_2$  en la Fig. 5.7b) parecido al dique pórfito latítico localizado al Sureste de "La Sorpresa" (Burnham, -- 1979).

En la Fig 5.7b se presenta el sistema magmático que ha sido restaurado al estado inicial que existió antes del fracturamiento aunque el caparazón de agua es más pequeño y se en--

cuentra a mayor profundidad en el stock, quedando todo el fracturamiento fuera del límite de solidus  $S_2$ , donde el agua y calor se pierden a través del sistema de fracturas, hasta que la precipitación de minerales (principalmente cuarzo) rellena los conductos bloqueando la entrada o salida de los fluidos, rebrandose nuevamente el sistema cerrado inicial y llegando a la reactivación del mismo proceso que operó al principio, dando -- como resultado final un sistema de fracturamiento de tipo "Chimenea" indicada en la Fig. 5.7c el cual funciona como canales de circulación de los fluidos mineralizantes calientes del sistema magmático subyacente a niveles superiores del stock (Burnham, 1979).

## CAPITULO SEXTO

### ESTUDIOS DE ISOTOPOS DE CARBONO $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

#### VI.1 Generalidades sobre el elemento carbono y sus isótopos

El carbono es uno de los elementos relativamente más abundantes de la naturaleza, ya que representa la base de la existencia de vida sobre la tierra, es por eso que su distribución en la corteza y manto superior es muy importante.

En general se puede decir que las rocas sedimentarias carbonatadas contienen alrededor del 73% del total del carbono en la corteza terrestre, mientras que el 27% restante se encuentra en forma de combustibles fósiles y carbono amorfo diseminado en rocas sedimentarias. La atmósfera, hidrósfera y biosfera contienen menos del 0.2% de la cantidad total de este elemento en la naturaleza.

El carbono de número atómico 6 tiene dos isótopos estables, los cuales son  $^{12}\text{C}$  con una abundancia relativa de 98.89% y el  $^{13}\text{C}$  con 1.11% de abundancia y además el isótopo radioactivo  $^{14}\text{C}$  que se forma en la atmósfera superior por una reacción del isótopo  $^{14}_7\text{N}$ .

La relación que existe entre la abundancia de  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , se le denomina composición isotópica, la que se expresa en terminos del cociente de abundancia del isótopo pesado ( $^{13}\text{C}$ ), de acuerdo a lo siguiente.

$$\delta^{13}\text{C}\text{‰} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_m - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{st.}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{st.}} \times 1000$$

donde: m= relación de los isótopos en la muestra  
st= relación de los isótopos en la referencia - estandar.

$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$  = composición isotópica de carbono en función del isótopo pesado.

La referencia estandar internacional fue obtenida de gas  $\text{CO}_2$  producto de la reacción de Belemnites de la Formación Peede con ácido fosfórico al 100%, el cual se le conoce como el estandar PDB de la Universidad de Chicago (los análisis se realizan siempre como gas  $\text{CO}_2$  en un espectómetro de masas equipado con doble colector según Craig (1957)).

El fraccionamiento isotópico de carbono se debe a una gran variedad de procesos naturales, tales como la fotosíntesis que produce un enriquecimiento de  $^{12}\text{C}$  en los compuestos orgánicos sintetizados biológicamente, mientras que las reacciones de intercambio isotópico entre gas  $\text{CO}_2$  y especies carbonatadas acuáticas tiende a incrementar los valores en  $^{13}\text{C}$ .

En la Fig. 6.1 se muestran las diferentes variaciones de  $\delta^{13}\text{C}$  para algunos sistemas ecológicos y geológicos, entre los que se encuentran los yacimientos hidrotermales típicos y el de la brecha "La Sorpresa".

Se puede observar que los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  para plantas fotosintéticas terrestres son según Smith y Epstein (1971) de -24% a -34%, mientras que las plantas acuáticas, de desiertos y pastos tropicales varían entre -6 a 19% (para mayor detalle sobre el fraccionamiento isotópico en plantas vease Faure (1977)).

El estudio isotópico de combustibles fósiles reportan valores de  $\delta^{13}\text{C}$  muy similares a la de plantas acuáticas y terrestres modernas, por lo que aparentemente según Faure (1977) no varía significativamente la composición isotópica con el incremento en el rango del carbón o edad geológica. Solo el metano desprendido de los hidrocarburos está altamente enriquecido en  $^{12}\text{C}$ , por lo que da valores de -70% a -40% (Faure, 1977):

Según varias fuentes (Ohmoto and Rye, 1979) consideran que el 93% del total de carbono en la corteza terrestre se fija en rocas sedimentarias y metamórficas y solo el 7% restante en rocas ígneas. Como ya se había mencionado las rocas carbonatadas sedimentarias poseen un gran contenido de carbono, por lo que se analizó su comportamiento isotópico, obteniéndose valores de

$\delta^{13}\text{C}$  de  $0.56 \pm 1.55\%$  cercano a cero para carbonatos marinos de acuerdo a Keith y Weber (1964), mientras que los no marinos presentan valores más variables de entre  $-7.5$  a  $-2.5\%$ , debido a que existe enriquecimiento en  $^{12}\text{C}$ , por la presencia de gas  $\text{CO}_2$  derivado de la oxidación de fragmentos de plantas y suelos por respiración.

Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de carbonatitas y diamantes en kimberlitas caen dentro del rango reducido de  $-5 \pm 2\%$ , lo cual se puede considerar como el valor promedio de carbono en magmas formados por fusión parcial de rocas del manto superior (Ohmoto and Rye, 1979).

El carbono en rocas graníticas, máficas y ultramáficas muestra una amplia distribución en valores de  $\delta^{13}\text{C}$  por lo que se tiene de  $+2$  a  $-10\%$  para carbonatos y de  $-15$  a  $30\%$  de carbono reducido, por lo que Faure concluye que la mayoría de los carbonatos no son de origen magmático, ya que pasaron a través de una roca dada durante y después de su historia de cristalización (Ohmoto and Rye, 1979). En el caso del carbono reducido se observa una composición isotópica más uniforme que en los carbonatos y que traslapan al carbono biógeno, por lo tanto se les considera de origen secundario o incorporado al magma por asimilación de rocas sedimentarias biogénicas según Nagy (1970). Por otra parte la composición isotópica de gas  $\text{CO}_2$  en áreas geotérmicas varía de  $-2\%$  a  $-6\%$ , mientras que el colectado en lavas en proceso de enfriamiento tiene de  $14$  a  $28\%$ . En contraste la mayoría del metano geotérmico presenta valores de  $-20$  a  $+30\%$ , indicando que estos pueden estar enriquecidos en  $^{13}\text{C}$  en relación al metano de hidrocarburos. El ejemplo más extremo de enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$ , pertenece a carbonatos en condritas carbonosas, en la que los valores según Clayton (1963), fluctúan entre  $+58.6$  a  $+64.4\%$ , mientras que el carbono reducido varía de  $-7$  a  $30\%$ . (Nieto, 1983).

Se ha notado también que la composición de isotópos en los carbonatos que han sufrido metamorfismo cambia notoriamente --



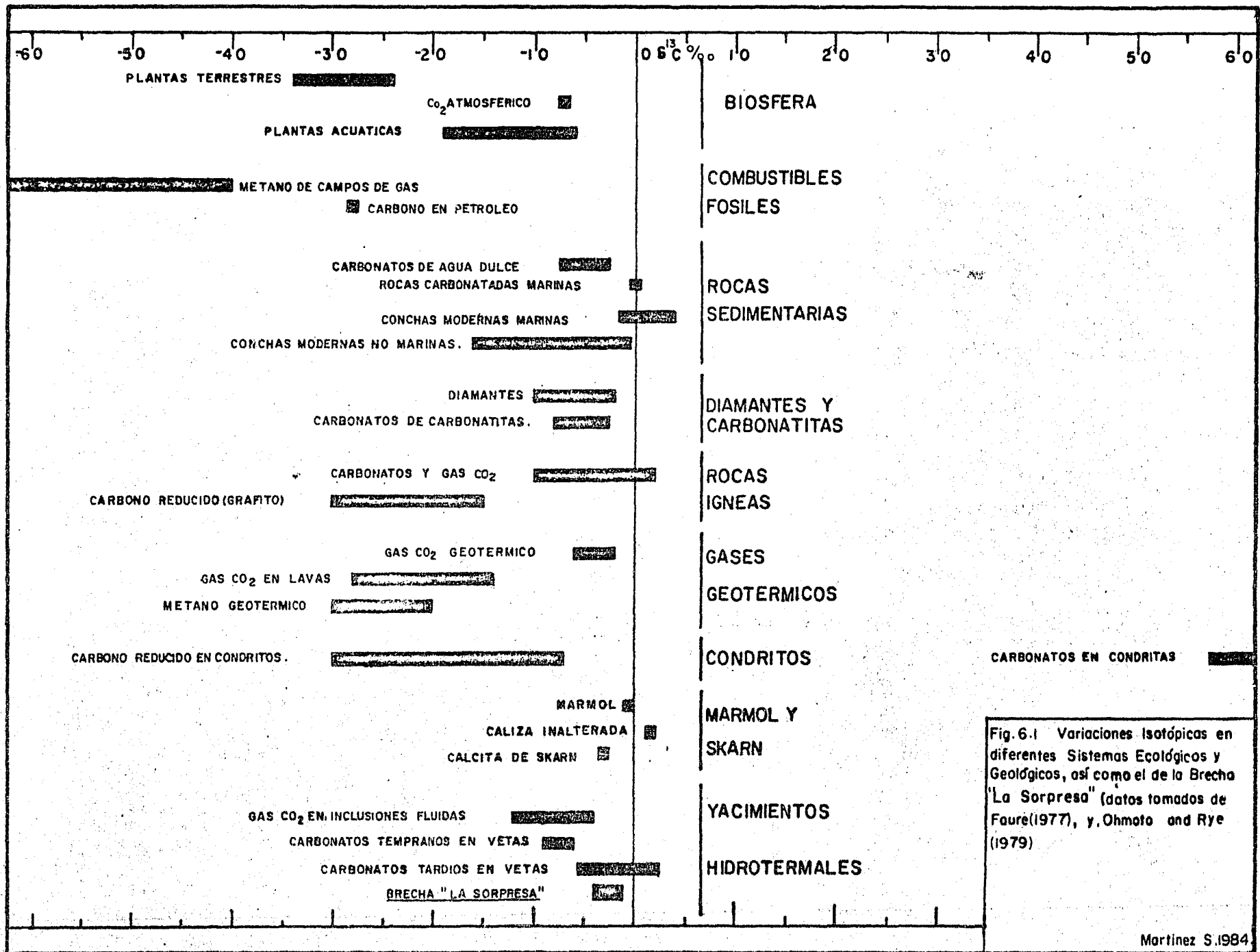
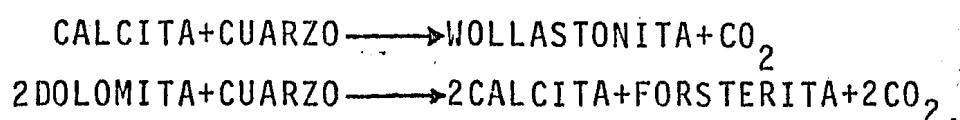


Fig.6.1 Variaciones Isotópicas en diferentes Sistemas Ecológicos y Geológicos, así como el de la Brecha "La Sorpresa" (datos tomados de Faure(1977), y Ohmoto and Rye (1979))

hasta confundirse con los de origen ígneo en las carbonatitas. Deines y Gold (1967) realizaron estudios isotópicos de carbono dentro de la zona de influencia de una aureola metamórfica de contacto, encontrando valores para la caliza inalterada de  $+1.13\%$ , marmol de contacto de  $-0.58\%$  y de calcita dentro del intrusivo de  $-3.91\%$ . Tal decremento al acercarse al intrusivo lo atribuye Shieh y Taylor (1969) a reacciones de descarbonatación de calizas, lo cual libera  $\text{CO}_2$  enriquecido en  $^{13}\text{C}$  de acuerdo a la reacción.



## VI.2 Datos obtenidos y comparación con otros resultados

El contenido de carbono en las menas hidrotermales está representado por carbonatos de calcio, fierro, magnesio y gases de  $\text{CO}_2$  y  $\text{CH}_4$  en inclusiones fluidas de minerales de mena y ganga. además las principales fuentes de carbono en los fluidos hidrotermales pueden ser: calizas marinas con una  $\delta^{13}\text{C} = 0\%$ , fuentes corticales profundas o promedio con valores entre  $-6$  a  $-9\%$  y de origen biogénico cercanos a  $-25\%$ . El gas  $\text{CO}_2$  en inclusiones fluidas presentan valores de entre  $-4$  a  $-6\%$  aproximadamente.

En la tabla 1 y Fig. 6.2 se presenta la composición isotópica de carbono, obtenida de muestras de calcita que acompaña a la mineralización de sulfuros de una manera tardía en la brecha "La Sorpresa". Dichas muestras fueron analizadas por el investigador Rolando Díaz y colaboradores en el departamento de Física General del Instituto de Física de la U.N.A.M. y corregida en base a la referencia estandar internacional de la Universidad de Chicago.

Se puede observar una distribución bimodal de los resultados isotópicos (Fig. 6.2) (lo cual pudiera atribuirse a la falta de un mayor número de análisis) en el que los valores prome-

Tabla 1 resultados isotópicos de carbono corregidos de "La Sorpresa".

No. muestra	$\delta^{13}\text{C}\%$
sor-1	-3.68
sor-3	-3.66
sor-4	-3.61
sor-5	-3.00
sor-6	-3.42
sor-7	-1.86
sor-8	-1.93
sor-9	-1.61
sor-10	-1.43
sor-11	-1.24
sor-12	-3.85

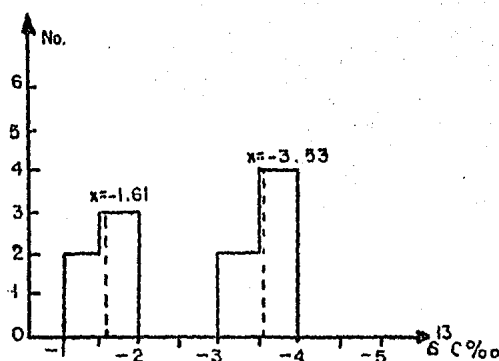


Fig. 6.2 Resultados isotópicos  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  de "La Sorpresa".

dio de  $\delta^{13}\text{C}$  son 1.61 y 3.53%, respectivamente, y que comparando los con diferentes ambientes geológicos y ecológicos son similares a los reportados en carbonatos tardíos de yacimientos hidrotermales, así como para los presentes en rocas ígneas corticales promedio. También se ha notado que la composición isotópica de carbonatos formados en las últimas etapas de mineralización tienden a incrementar los valores de  $^{13}\text{C}$  en comparación de los formados en las etapas primarias (Fig. 6.3). Tal tendencia fue considerada por Ohmoto y Rye (1979) como producto de:

- Disminución en la temperatura de mineralización.
- Decremento en el cociente  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$  de los fluidos.
- Incremento en la contribución de  $\text{CO}_2$  de otras fuentes.

Así mismo estos autores proponen como ejemplo tipo el de la Mina Providencia en Zacatecas, donde se observa un incremento en  $^{13}\text{C}$  de carbonatos tardíos de 5%. Dicho aumento se atribuye al cambio de temperatura de 300 a 200°C durante la mineralización de carbonatos y al probable aporte de isótopos pesados ( $^{13}\text{C}$ ) derivados de otras fuentes por los que circularon los fluidos --

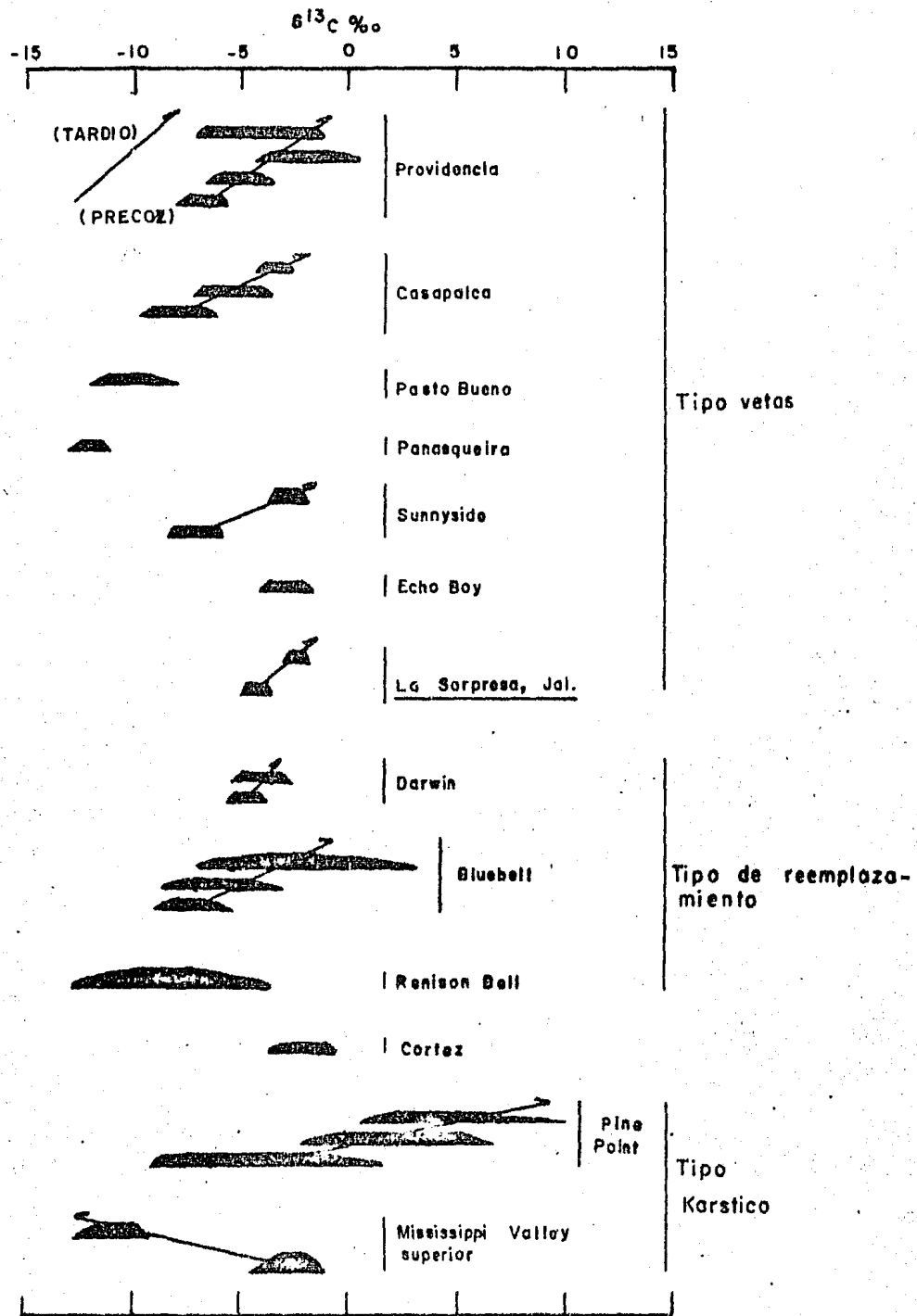


Fig. 6.3 Presentación esquemática de datos isotópicos de carbono de algunos yacimientos minerales (Tomado de Ohmoto and Rye, 1979), así como el de "La Sorpresa".

## CAPITULO SEPTIMO

### ESTUDIO DE ISOTOPOS DE AZUFRE $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$

#### VII.1 Generalidades sobre los isótopos de azufre

El azufre se encuentra presente en casi todos los ambientes naturales existentes, en pequeñas cantidades de sulfuros en -- rocas ígneas y metamórficas, en la biósfera y sustancias orgánicas relacionadas como son el petróleo crudo y el carbón, en el agua marina en forma de sulfatos e iones de sulfuros, así -- como en los yacimientos minerales metálicos en forma de sulfuros.

#### Historia

Con el descubrimiento de 3 isótopos estables por Aston ---- (1933),  $^{32}\text{S}$ ,  $^{33}\text{S}$  y  $^{34}\text{S}$  con proporciones de abundancia aproximadas de 96/1/3, se inicia el estudio geoquímico de los isótopos de azufre a lo cual Nier et al. (1939) contribuyeron con el -- descubrimiento de un cuarto isótopo estable  $^{36}\text{S}$ .

Posteriormente J. Mac Namara y H. Thode (1950) definieron la abundancia isotópica relativa de azufre en la troilita o -- sulfuro de hierro encontrado en los meteoritos, con valores -- de:

$$^{32}\text{S}=95.081\%$$

$$^{33}\text{S}=0.750\%$$

$$^{34}\text{S}=4.215\%$$

$$^{36}\text{S}=0.017\%$$

a la vez que proponen un origen común para los isótopos de azu fre del manto y de los meteoritos (Hoefs, 1973).

En los siguientes años existió una gran aportación de resul tados de composición isotópica para diferentes ambientes geoló gicos tales como: rocas ígneas ultrabásicas y básicas cuyos va lores son cercanos a la de meteoritos, en cambio los correspon dientes a la corteza siálica presentan una gran dispersión de valores según Vinadagrov et al., (1956) (Fig. 7.1).

Bushendorf et al. (1963), Nielsen y Kieke(1964) comprueban que el manto terrestre es uno de los principales depósitos de azufre, el cual tiene una composición isotópica de 22.22%, -- en cambio para otros ambientes como la corteza, oceanos, etc. es más variable y depende del tiempo geológico considerado --- (Fig. 7.1) lo cual es muy importante en las interpretaciones geoquímicas de este elemento (González P., 1984).

Más tarde Sakai(1968) determinó algunas relaciones de fraccionamiento isotópico de compuestos como  $\text{HS}^-$ ,  $\text{FeS}_2$ ,  $\text{ZnS}$ ,  $\text{PbS}$ , etc., relacionando los mecanismos químicos e isotópicos en función del Eh y pH. Posteriormente Ohmoto(1970) evidencia que la fugacidad del oxígeno es otro de los factores importantes en la composición de azufre entre 150° y 350°C, ilustrando sus resultados en un diagrama  $f_{\text{O}_2}$  - pH (González P. 1984).

La aplicación de estudios isotópicos de Azufre a la metalogénesis de yacimientos sulfurosos se basa principalmente en la dispersión de los valores isotópicos presentes en el depósito considerado. Dicha dispersión se debe a causas físico-químicas como son las diferentes formas de fraccionamiento isotópico y a las condiciones de pH, Eh o Fugacidad del oxígeno.

### VII.1.2 Elección de un patrón de referencia

Los primeros análisis de composición isotópica de azufre se expresaron bajo la forma  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ , lo cual ocasionaba gran variación en los resultados obtenidos. Más tarde se escogió un patrón de referencia internacional basado en la fase troilita -- del meteorito Cañón del Diablo, en donde la relación  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  es igual a 22.22%, la que coincide con la composición del manto terrestre y que por convención dicho valor se consideró -- igual a cero.

La composición isotópica de una muestra se presentará bajo la forma  $\delta^{34}\text{S}$  (como un factor de enriquecimiento del isótopo pesado) a partir de:

$$\delta^{34}\text{S}\text{‰} = 10^3 \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_m - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_p}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_p}$$

donde: m= muestra y p= patrón.

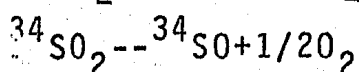
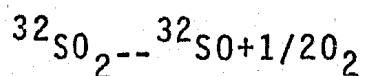
La utilidad de este factor es inmediata, ya que simplifica considerablemente la escritura de las relaciones termodinámicas de la geoquímica isotópica (Ohmoto and Rye, 1979).

### VII.1.3 Nociones de fraccionamiento isotópico

Como se sabe las propiedades químicas de un elemento se relacionan con la configuración de su nube electrónica presente, mientras que las físicas se ligan a la estructura de su núcleo (protones y neutrones). Así mismo los isótopos de este elemento tendrán la misma configuración electrónica y sus propiedades químicas deberán ser comparables o similares hasta ciertos límites, ya que el comportamiento a nivel molecular dependerá -- según la teoría cuántica, de la energía de vibración y de la rotación.

Las principales diferencias observables en el comportamiento isotópico de un elemento se deben fundamentalmente a la energía de vibración, ya que la frecuencia de vibración de una molécula ligera será superior a la pesada. Ahora bien la constante de velocidad de una reacción química es directamente proporcional a la frecuencia de vibración de la molécula reaccionante, por consiguiente la velocidad de reacción es siempre más importante para la molécula ligera ( $^{32}\text{SO}_2$ ) que para la pesada ( $^{34}\text{SO}_2$ ) (Hoefs, 1973).

Al momento de la transformación



REACTANTE -- PRODUCTO

Existirá un mayor número de moléculas  $^{32}\text{SO}_2$  que se descomponen en un lapso de tiempo determinado, que para las moléculas  $^{34}\text{SO}_2$ , por lo que si la reacción no es total, el producto  $\text{SO}$  será más rico en  $^{32}\text{S}$  que el reactante  $\text{SO}_2$ , por lo tanto el coeficiente de fraccionamiento se define como:

$$K = \left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{SO}} / \left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{SO}_2} \quad (\text{González P., 1984}).$$

El fraccionamiento isotópico de azufre puede ocurrir en una gran variedad de eventos geológicos como es el caso de la circulación de fluidos hidrotermales en las siguientes condiciones.

1. Durante la separación de los fluidos de un magma, causando removilización de los sulfuros.
2. Al evolucionar los fluidos hidrotermales y envolver la reducción de sulfatos de origen marino.
3. Al ocurrir el enfriamiento de los fluidos hidrotermales.
4. Durante la precipitación o reemplazamiento de minerales. (Ohmoto and Rye, 1979).

Los valores  $\delta^{34}\text{S}$  de minerales hidrotermales reflejan una variada historia geoquímica del azufre en los fluidos y la interpretación correcta de tales valores puede ser hecha solamente a través del entendimiento de la geología del depósito y los múltiples procesos de fraccionamiento hidrotermal.

## VII.2 Datos obtenidos y comparación con otros yacimientos

En la brecha "La Sorpresa" se realizaron estudios isotópicos de azufre de 10 muestras concentradas de calcopirita, las que fueron preparadas por medio de la oxidación de los sulfuros a  $\text{SO}_2$  con el método de óxido de cobre ( $\text{CuO}$ ) y analizados con un espectómetro de masas tipo Vg 602 D, cuyo funcionamiento fue descrito por González P. (1981). Dichos estudios fueron ejecutados por M. Arnold y González P. (1984), en el laboratorio de CRPG/CNRS de Nancy, Francia, obteniendo los resultados presentados en la Tabla 7.1, los cuales se pueden expresar en



o intrusivas por donde circularon los fluidos mineralizantes - a temperaturas de entre 370° a 180°C.

Los resultados de composición isotópica encontrados en la - Sorpresa se pueden comparar con otros yacimientos de pórfidos de cobre y brechas mineralizadas presentadas en la Fig. 7.3 y Tabla 8.1, pudiendose observar que los valores varían un poco con respecto a los depósitos típicos, aunque son comparables con los sulfuros provenientes del manto, donde las relaciones de isótopos ligeros y pesados no ha sufrido cambios o fraccionamientos fuertes.

El caso de "La Sorpresa" pudiera corresponder a sulfuros con génitos al intrusivo que afecta a las andesitas, donde ocu -- rrió la removilización de isótopos ligeros hacia otros ambientes, dejando un enriquecimiento de isótopos pesados.

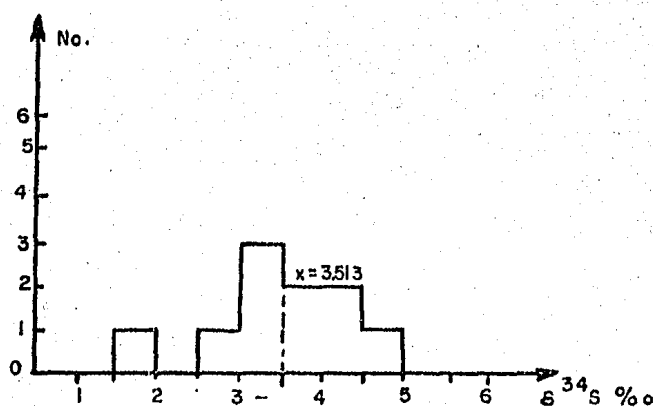


Fig. 7.2 Composición isotópica de azufre en la brecha "La Sorpresa".

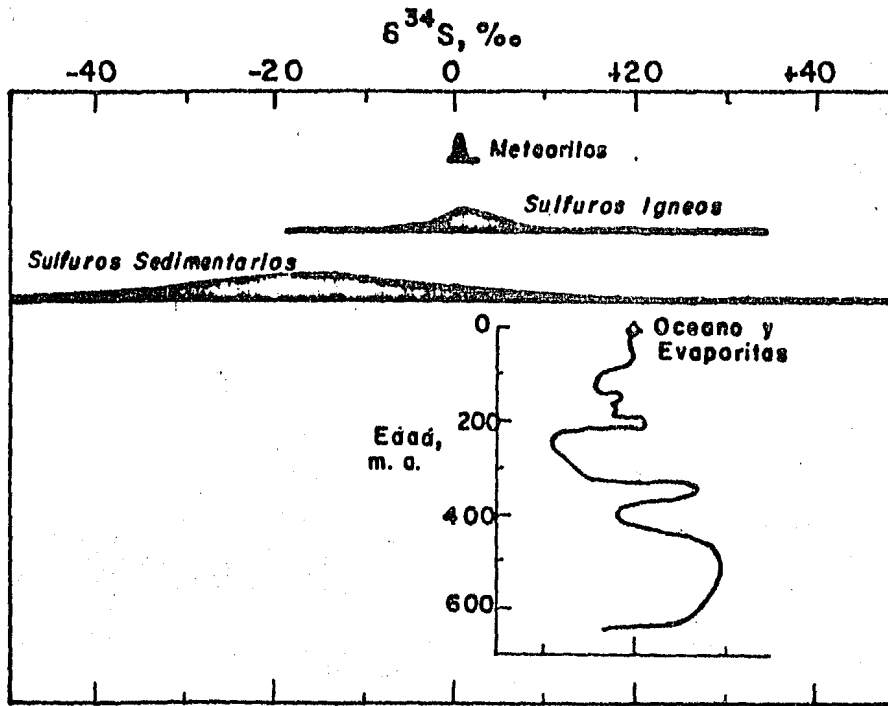


Fig.7.1 Variación isotópica de azufre en la naturaleza. (segun Ohmoto and Rye,1979).

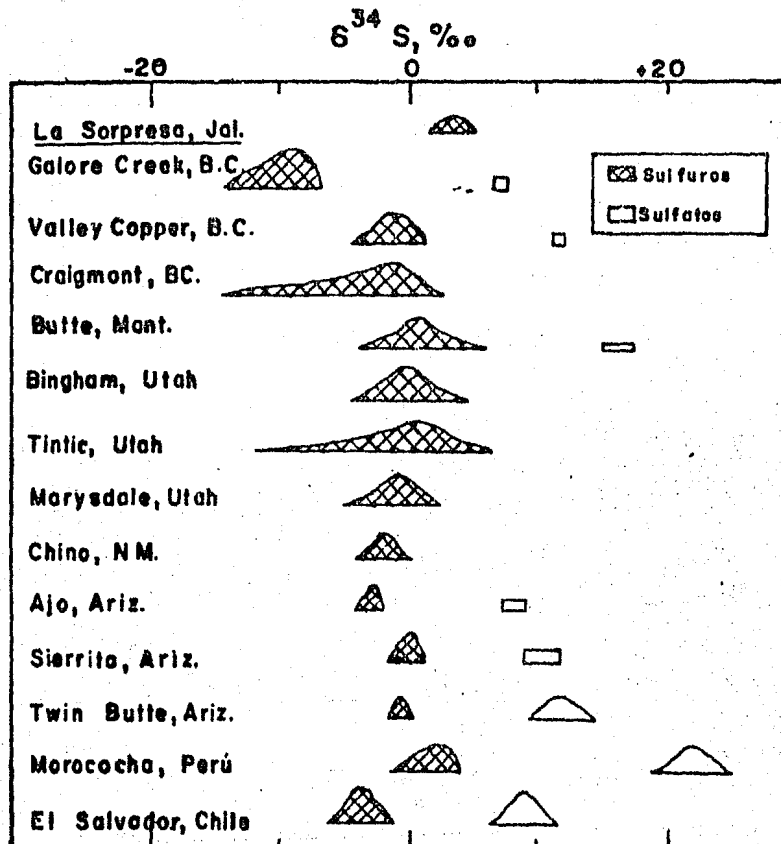


Fig.7.3 Presentación esquemática de valores isotópicos de azufre de algunos pórfidos de cobre (segun Ohmoto and Rye,1979) y la brecha mineralizada "La Sorpresa." R.M.S. 1984

hidrotermales mineralizantes, debido a la disolución o descarbonatación de calizas que forman el encajonante del yacimiento (Ohmoto and Rye, 1979).

En resumen se puede decir que la composición isotópica de los carbonatos presentes en la mineralización de la brecha "La Sorpresa", pertenecen a carbonatos formados en las últimas etapas de mineralización hidrotermal, así también se interpreta que el carbono tiene un origen magmático, ya que los valores obtenidos se pueden correlacionar con los reportados en dicho ambiente, además la pequeña discrepancia que existe entre los valores obtenidos (-1.61 y -3.53‰) y los presentes en carbonatos de rocas ígneas promedio (-4 a -9‰), se puede deber a un decremento en la temperatura durante la última etapa de mineralización y a la contribución de CO<sub>2</sub> de otras fuentes posibles por donde circularon los fluidos, redundando en un aumento de <sup>13</sup>C en el yacimiento.

## CAPITULO OCTAVO

### ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

#### VIII.1 Generalidades sobre las inclusiones fluidas

Los grandes metalogenistas del siglo pasado suponían que -- los fluidos formadores de rocas o yacimientos minerales estaban enriquecidos en diferentes elementos, volátiles y sales solubles, los cuales al circular a través del encajonante no dejaban alguna huella clara reconocible de su presencia. Sin embargo, se ha comprobado que existen trazas de este fluido en forma de inclusiones fluidas dentro de los minerales, por lo que las inclusiones representan muestras actuales de los fluidos formadores (salvo ciertos casos) de yacimientos o minerales de roca y su estudio puede ayudarnos como una herramienta adicional en el entendimiento del modo de operación de algunos fenómenos geológicos (Roedder, 1979).

Cuando los cristales crecen o recristalizan en un medio -- fluido de cualquier clase, crecen irregularidades de diferentes formas y tamaño promedio de  $10^{-3}$  mm, las cuales atrapan -- porciones del fluido en un instante dado, siendo una clara evidencia de la presencia universal de fases fluidas durante -- los eventos geológicos ocurridos.

Los primeros investigadores en realizar análisis de inclusiones fluidas fueron Zirkel (1876) y Sorby (1858) durante -- los primeros estudios en el microscópio polarizante, obteniendo datos valiosos para posibles interpretaciones. Desde entonces se han realizado trabajos tan importantes como los desarrollados en el estudio de dataciones radiométricas, ya que en ambos casos se necesitan análisis cuidadosos y de calidad que redituen en resultados cada vez más exactos. Los principales trabajos anteriores a 1953 sobre inclusiones fluidas fueron recopilados por Smith (1953), el cual no incluye el del -- Ruso Ermakov (1950) por falta de traducción. En los años 60's se publican algunos trabajos como el del Ucraniano Kalyazhnyi (1960) y se celebran una serie de simposios sobre las inclu-

siones en la U.R.S.S. La mayoría de la literatura sobre este tema y los métodos de estudio utilizados en la obtención de datos de composición, son resumidos por Roedder (1972) y (1976), los que son ajustados actualmente a los nuevos conceptos sobre las inclusiones (Roedder, 1979).

Con el desarrollo de la platina térmica por Poty et al. (1976) se amplió el rango de temperaturas útiles necesarias para dar una mayor facilidad y exactitud a las mediciones de fases transicionales de inclusiones fluidas y así obtener valores de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  y de otros compuestos que se encuentran presentes en diferentes ambientes geológicos. Posteriormente Touret (1977) y Weisbrod et al. (1976) aplican los conceptos de inclusiones fluidas a la petrología ígnea y metamórfica, así como Roedder (1979) para conocer la ocurrencia de la diagénesis en rocas sedimentarias (Hollister, 1981).

Los principales trabajos de los autores mencionados anteriormente fueron recopilados por la Mineralogical Association of Canada en 1981 en forma de un pequeño curso de inclusiones fluidas aplicadas a la petrología.

### VIII.1.2 Métodos de estudio de las inclusiones fluidas y sus limitaciones

Todos los métodos de estudio sobre las inclusiones fluidas parten principalmente de dos hipótesis fundamentales:

Primero.- el fluido capturado por una inclusión es representativo de la solución que ha estado presente en un momento mineralógico considerado. Dicha hipótesis puede presentar restricciones o argumentos que la puedan invalidar, tales como:

- Decrepitación natural de las inclusiones modificándose el contenido original del fluido.
- Estrangulamiento de las inclusiones primarias lo que provoca la formación de dos o más inclusiones con fluidos de características diferentes al original.
- Captura de dos fases fluidas inmiscibles.

Segunda.- Weisbrod (1976) propone que una vez atrapado el fluido las características físico-químicas como son la composición y densidad no se modifican. Si el mineral huésped es el cuarzo se tendrán pocos problemas en cuanto a su modificación y -- aún en minerales como la calcita, feldespatos u otros donde la composición original del fluido puede cambiar debido a reacciones con las paredes del mineral, se sabe que la densidad se -- mantendrá constante (González P., 1983).

El siguiente punto a tratar en el estudio de inclusiones -- fluidas, es la distinción entre inclusiones primarias y secundarias, para ello existen una serie de criterios presentados -- por Roedder (1979), aunque deben manejarse con cierto criterio.

Las inclusiones primarias son de un tamaño mayor, orientadas y principalmente aisladas, las que se forman al mismo tiempo del crecimiento del cristal huésped. En cambio las secundarias se desarrollan después de haberse completado la cristalización, por fenómenos como son entrada de fluidos a través de fracturas o roturas con la consecuente formación de inclusiones de tamaño pequeño y relativamente juntas unas con respecto a otras (Roedder, 1979). Las posibles alteraciones en las inclusiones fluidas pueden ser identificadas al microscopio mediante una observación detallada y así evitar su estudio.

Las técnicas empleadas para determinar la composición del fluido son muy variadas, pero no existe alguna en especial --- (excepto que se trate de inclusiones grandes donde los análisis son relativamente fáciles) que nos pueda proporcionar la -- composición exacta, ya que cada una varía con respecto al -- mineral estudiado y el método empleado. Así se tienen dos métodos principales, el destructivo y el no-destructivo de las inclusiones.

El primero consiste en romper las inclusiones y rescatar -- todos los elementos presentes, ya sean fases sólidas-líquidas --gaseosas, realizando siempre análisis parciales de cada una de ellas para obtener sus constituyentes mayores,  $H^+$  (pH), --

e<sup>-</sup>(Eh), elementos traza y composición isotópica de hidrógeno, oxígeno, azufre y carbono. Dichos análisis se realizan para la fase gaseosa con pruebas en volumetría, barometría, cromatografía de gases y espectrometría de masas; en cambio para la identificación y cuantificación de sales solubles en el líquido, se utiliza fotometría, colorimetría, absorción atómica, emisión espectrográfica y activación de electrones. Todos estos estudios especializados que se realizan en las inclusiones, presentan grandes limitaciones tales como el manejo del método apropiado para analizar cuerpos de un tamaño tan pequeño, la diversidad de origen en cada inclusión extractada y la drástica contaminación que sufren los constituyentes al ser obtenidos de cada inclusión (Roedder, 1979).

El segundo método no-destructivo utiliza la microsonda láser-Raman, empleada por Rosasco y Roedder (1976), con lo cual se logra identificar el número de constituyentes que se encuentran presentes en las diferentes fases de la inclusión. Ahora la técnica más utilizada en la actualidad por su alta exactitud y rapidez en la obtención de resultados es la microtermometría, la cual consiste en una platina térmica montada sobre un microscopio petrográfico mediante el que se pueden identificar los diferentes tipos, formas, tamaños y fases presentes en cada inclusión. Roedder (1972) estableció que los iones de las salmueras más comunes en las inclusiones son Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, las que están caracterizadas por tener un punto eutéctico mínimo en el que coexisten varias fases sólidas como son hielo y componentes hidratados que funden a una cierta temperatura llamada eutéctica (Crawford, 1981).

La primera etapa en los estudios microtermométricos consiste en realizar mediciones a bajas temperaturas, es decir provocar la solidificación de las fases fluidas al descender la temperatura; lo que permite calcular el porcentaje de sales disueltas en la fase acuosa, así como poder caracterizar el fluido.

La segunda etapa corresponde a mediciones a altas temperaturas, tratando de homogeneizar las diferentes fases presentes a medida que se eleva la temperatura, obteniendo la densidad e información sobre la temperatura de decrepitación de la inclusión.

### VIII.1.3 Bases termodinámicas

El estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas se apoya principalmente en bases termodinámicas bien desarrolladas, las cuales se describen brevemente:

Las inclusiones fluidas presentan un tamaño promedio de ---  $30\mu$  las cuales se encuentran principalmente en minerales formadores de rocas y de yacimientos minerales, las cuales fueron atrapadas en estados sucesivos de evolución del sistema agua--roca (Crawford, 1981).

Las inclusiones pueden considerarse como un sistema cerrado, donde el volumen y la masa son constantes, por tal motivo al momento de variar la presión y temperatura la inclusión evoluciona a lo largo de una línea llamada isocora, la cual representa las condiciones en las que fue atrapado el fluido (Hollister, 1981). Cabe destacar que cada una de las isocoras está en función del incremento en salinidad, temperatura y densidad, como se observa en la Fig. 8.1 (Crawford, 1981).

El sistema  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  es el más común que se presenta en las inclusiones, por lo tanto se explicará su comportamiento.

#### Comportamiento del sistema a baja temperatura

Durante el congelamiento de una inclusión se presentan tres fases sólidas principales: hielo, hidrohálita ( $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) y --- hálita ( $\text{NaCl}$ ), sin ninguna fase líquida inmisible, lo cual representa aumento en una fase del sistema agua pura ( $\text{H}_2\text{O}$ ). Además la fusión de las fases sólidas congeladas en presencia de vapor, comienza en el punto eutéctico E (Fig. 8.2), para todas las composiciones de fluidos entre 0 y 61.9% equiv. en pe-



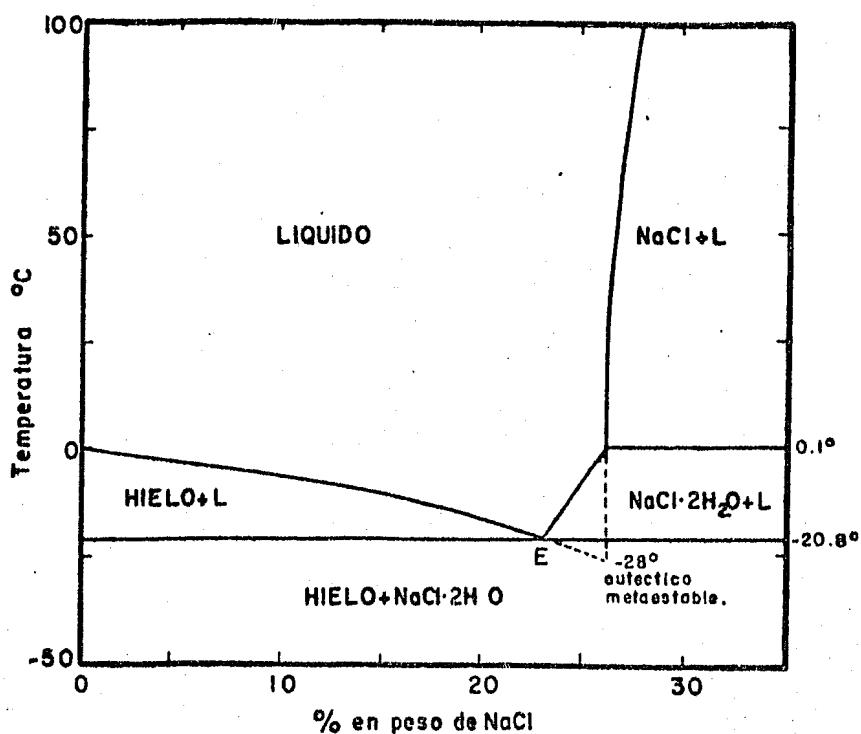


Fig. 8.2 DIAGRAMA TEMPERATURA - COMPOSICION DEL SISTEMA NaCl-H<sub>2</sub>O A 1 Bar. TODAS LAS FASES COEXISTEN CON VAPOR. DATOS DE POTTER et al.(1978) Y LINKE(1965).

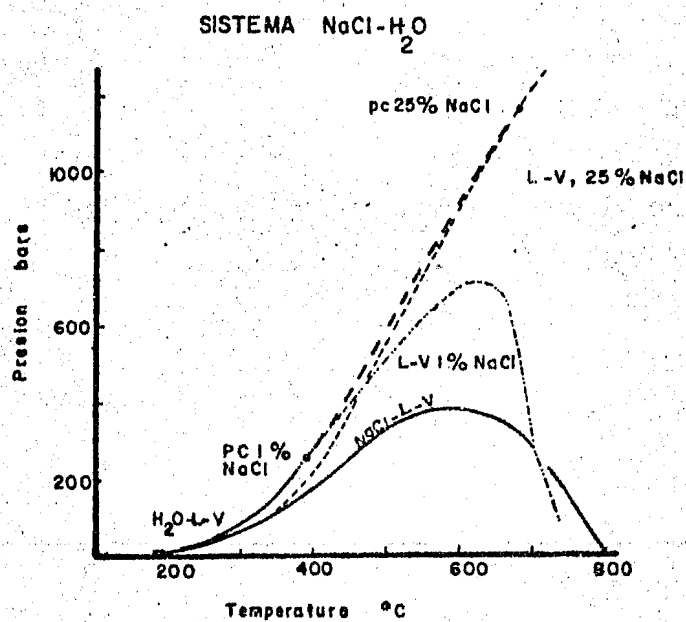


Fig. 8.3 DIAGRAMA PRESION-TEMPERATURA (equilibrio a alta temperatura) DATOS DE INTERNATIONAL CRITICAL TABLES(1928), HAAS(1976)

so de NaCl, lo cual cubre el rango de composición reportado para fluidos naturales. La temperatura de fusión eutéctica inicial es de  $-20.8^{\circ}\text{C}$  la que es diagnóstica del sistema  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$  según Potter et al. (1978), con una salinidad de 23.3% equiv. en peso de NaCl. Así mismo los sistemas  $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$  (silvita) tiene una temperatura eutéctica de  $-10.6^{\circ}\text{C}$  y composición respectiva de 19.7% equiv. en peso de KCl, y el sistema complejo  $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$  presenta una temperatura eutéctica de  $-49.8^{\circ}\text{C}$  y composición de 30.2% equiv. en peso de  $\text{CaCl}_2$ , pudiendose observar que cada sistema tiene una temperatura eutéctica característica que lo puede identificar (Crawford, 1981).

Es importante determinar exactamente la temperatura de fusión eutéctica, ya que esta es necesaria para conocer la composición del sistema. También se ha observado que una de las dos fases sólidas presentes en las inclusiones (hielo o hidrohilita), funde en el punto eutéctico y a medida que aumenta la temperatura el sólido restante decrece en abundancia hasta que finalmente funde a una temperatura determinada por la composición total del sistema. Dicha temperatura de fusión del hielo puede ser convertida a salinidad utilizando la ecuación

$$T(^{\circ}\text{C}) = 0.581855w_s + 3.48896 \times 10^{-3}w_s^2 + 4.314 \times 10^{-4}w_s^3$$

donde:  $T$  = depresión del punto de congelamiento

$w_s$  = porcentaje en peso de NaCl.

propuesta por Potter et al. (1978) o bien utilizando tablas elaboradas por el mismo autor.

Es necesario remarcar que la temperatura de fusión final de la fase sólida no es suficiente para identificar la composición de la inclusión, ya que como se puede observar en la Fig. 8.2 los rangos de temperatura de fusión son muy similares a ambos lados del punto eutéctico (0 a 23.3% y de 23.3% a 26.3% equiv. en peso de NaCl). Si la salmuera esta diluida se tendra la presencia de hielo + hidrohilita, en cambio si se trata de una salmuera sobresaturada se presentarán tres fases que son sólido (cubo de sal), líquido y vapor.

El punto eutéctico de una solución sobresaturada en NaCl, - puede ser determinado si el sólido no se encuentra en contacto con el líquido, en consecuencia la salinidad se obtiene de la disolución o fusión del cristal de halita al calentarlo, de -- acuerdo a Keevil (1942) (Sourirajan and Kennedy, 1962).

En general el comportamiento que se presenta en el sistema de dos componentes de NaCl - H<sub>2</sub>O a baja y alta temperatura es muy similar al que se presenta en los demás sistemas, con la - única diferencia de tener temperaturas eutécticas y composi--- ción característica de cada sistema.

#### Comportamiento del sistema a alta temperatura

Continuando con el incremento de la temperatura en las in-- clusiones y después que ha fundido la última fase sólida conge-- lada, se produce el incremento de la presión en la inclusión - a lo largo de una curva líquido-vapor (isocora), la cual cruza el campo divariante líquido-vapor (Fig. 8.3). El comportamien-- to de las isocoras va a depender como ya se mencionó de la com-- posición y densidad, por lo cual cada isocora eventualmente -- cruzará la curva líquido+vapor, homogeneizando a líquido, o - la de líquido+vapor homogeneizando a vapor de acuerdo a la com-- posición y densidad del fluido. Al momento que la isocora cru-- za cualquiera de las dos curvas mencionadas, se tendrá la tem-- peratura de homogeneización y en consecuencia las condiciones originales de entrampamiento del fluido de la inclusión (Craw-- ford, 1981)

## VIII.2 Estudio de inclusiones fluidas en la brecha La Sorpresa

### Forma, tamaño y tipos de fases en las inclusiones

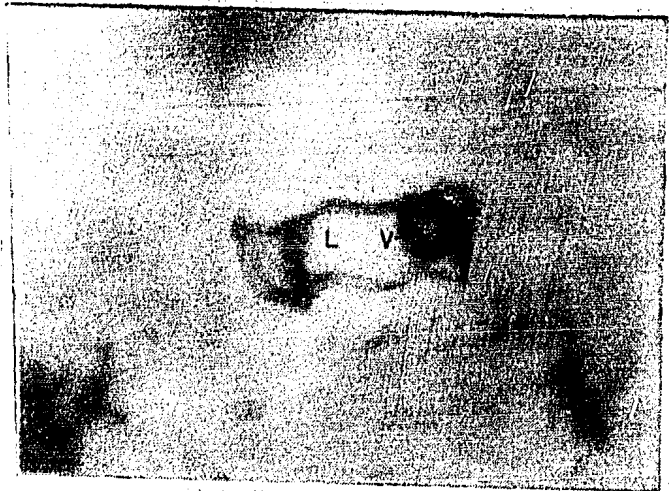
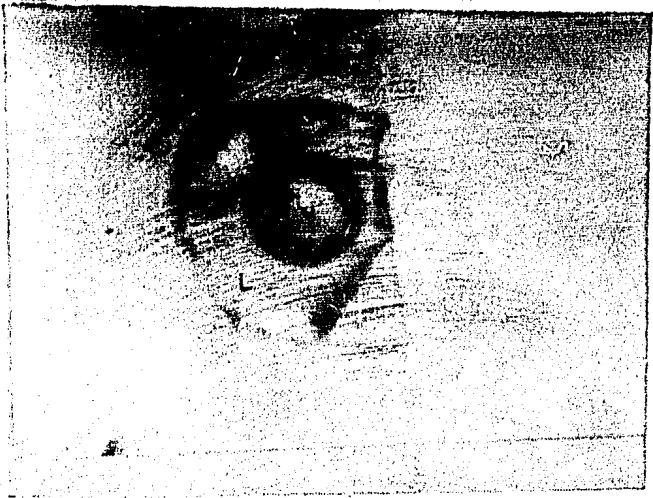
Se seleccionaron y prepararon varias secciones gruesas pulidas por ambos lados, de 1 mm de espesor, de cuarzo primario -- que se encuentra intercrecido con la turmalina y sulfuros de cobre y hierro, así como también de minerales de la zona de alteración propilítica, para realizar estudios microtermométricos de inclusiones fluidas en "La Sorpresa". Dichos estudios fueron realizados por González P. en el laboratorio de petrografía y geoquímica de la Comisión Federal de Electricidad, sobre una platina térmica tipo Chaixmecha, cuyo funcionamiento fue -- descrito por Poty et al. (1976).

Las inclusiones estudiadas son primarias en su mayoría según los criterios propuestos por Roedder (1979). La forma general que presentan es de ovalada a esférica para las inclusiones encontradas en el cuarzo acompañante de los sulfuros y muy irregular para las detectadas en la zona de alteración propilítica. Su tamaño varía de entre 5 y 15 micras para todas las -- burbujas estudiadas, salvo casos donde se registraron tamaños menores de 5 micras.

Se pueden distinguir tres tipos principales de inclusiones -- de acuerdo al número de fases encontradas (a la temperatura ambiente de 20°C y presión atmosférica) y a los diferentes datos térmicos obtenidos (Lamina IV).

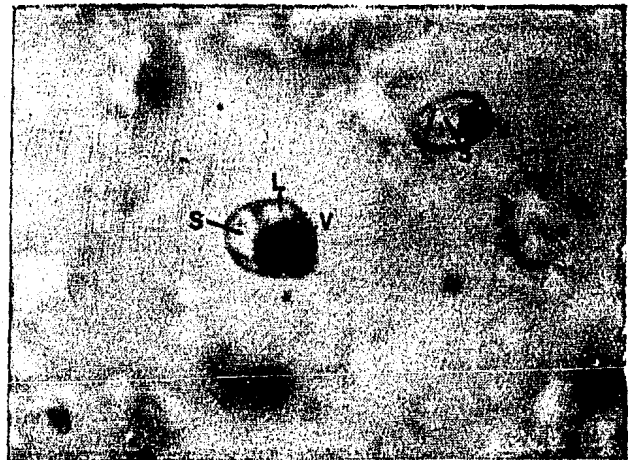
El tipo I o cuarzo I pertenece a inclusiones de dos fases -- principales líquido y vapor, con una relación volumétrica de -- 30 a 40% de la fase vapor con respecto al volumen total de cada inclusión y sin contener minerales opacos (Fig.8.4a).

El tipo II o cuarzo II se refiere a inclusiones bifásicas -- de líquido - vapor, con un 15 a 20% de la fase vapor con respecto al volumen total, asociadas a otras trifásicas en la que el líquido es la fase dominante con respecto al vapor y sólido, las que tienen un porcentaje respectivo de 20 y 8% en proporción al volumen total de la inclusión (Fig.8.4b).

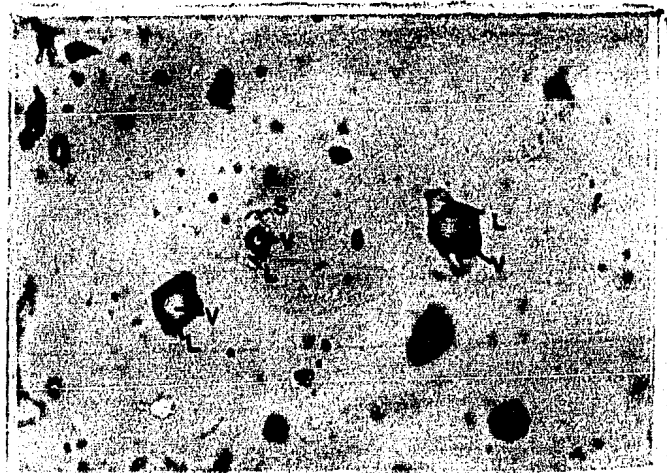
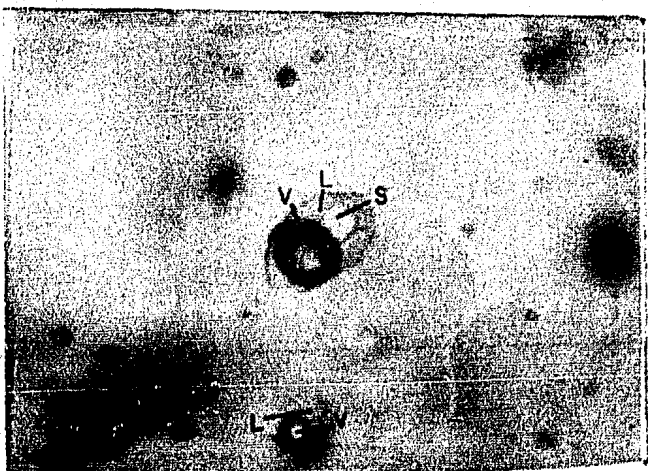


Inclusiones del yacimiento "La Sorpresa"  
 inclusión bifásica L= líquido y V=vapor (35%)

inclusión bifásica irregular, V= 10% de rel. vol.



Inclusiones trifásicas en minerales de la zona de alteración propilítica  
 S=cubo de halita, L= líquido y V= vapor,



Inclusiones bifásicas y trifásicas en ganga de cuarzo, S=cubo de halita, L=líquido y V=vapor, indicando ebullición de las soluciones al momento del entrapamiento.

El tipo III corresponde a inclusiones irregulares dentro de la zona de alteración propilítica, las que presentan tres fases principales: una sólida representada por un cubo de sal (halita), otra líquida y la última vapor de agua, la fase dominante es la líquida ya que la sólida y gaseosa tienen una relación de 10% y 15% respectivamente del volumen total (Fig. 8.4c).

### VIII.2.2 Resultados microtermométricos a baja temperatura

Los análisis microtermométricos fueron realizados en 139 -- inclusiones fluidas cuyo comportamiento general al aumentar -- o disminuir la temperatura se presenta en la Fig 8.5, - donde se puede observar los diferentes cambios de fases a determinadas condiciones.

La temperatura de fusión del hielo para las inclusiones del tipo cuarzo I se presentan en forma de un histograma (Fig. 8.-6), en el cual se pueden apreciar rangos de  $-1$  a  $-21^{\circ}\text{C}$ , con un valor promedio de  $-8^{\circ}\text{C}$ , siendo estos valores característicos - del sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  de soluciones no saturadas. La salinidad densidad y presión fueron obtenidas de las tablas elaboradas - por Potter y Brown (1975 y 1977) dando valores de salinidad de 1.73 a 23.3% equiv. en peso de NaCl.

Ahora para inclusiones de cuarzo II se tienen temperaturas de fusión del hielo de  $-21.0^{\circ}\text{C}$ , con una media de  $-21.47^{\circ}\text{C}$  lo - cual nos hace pensar en el sistema  $\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ , en el que el punto eutéctico se encuentra a  $-49.8^{\circ}\text{C}$  y con una composición de - 15.7% equiv. en peso de  $\text{CaCl}_2$  (Fig.8.7).

Los valores de salinidad encontrados para este tipo II son de 11.0 a 11.4% equiv. en peso de  $\text{CaCl}_2$ , aunque Crawford(1981) considera a estos valores en función del sistema NaCl, ya que es un poco difícil conocer la composición exacta de salmueras de este tipo, por lo que se tendrán valores de 23.01 a 24.7% - equiv. en peso de NaCl (Fig. 8.6).

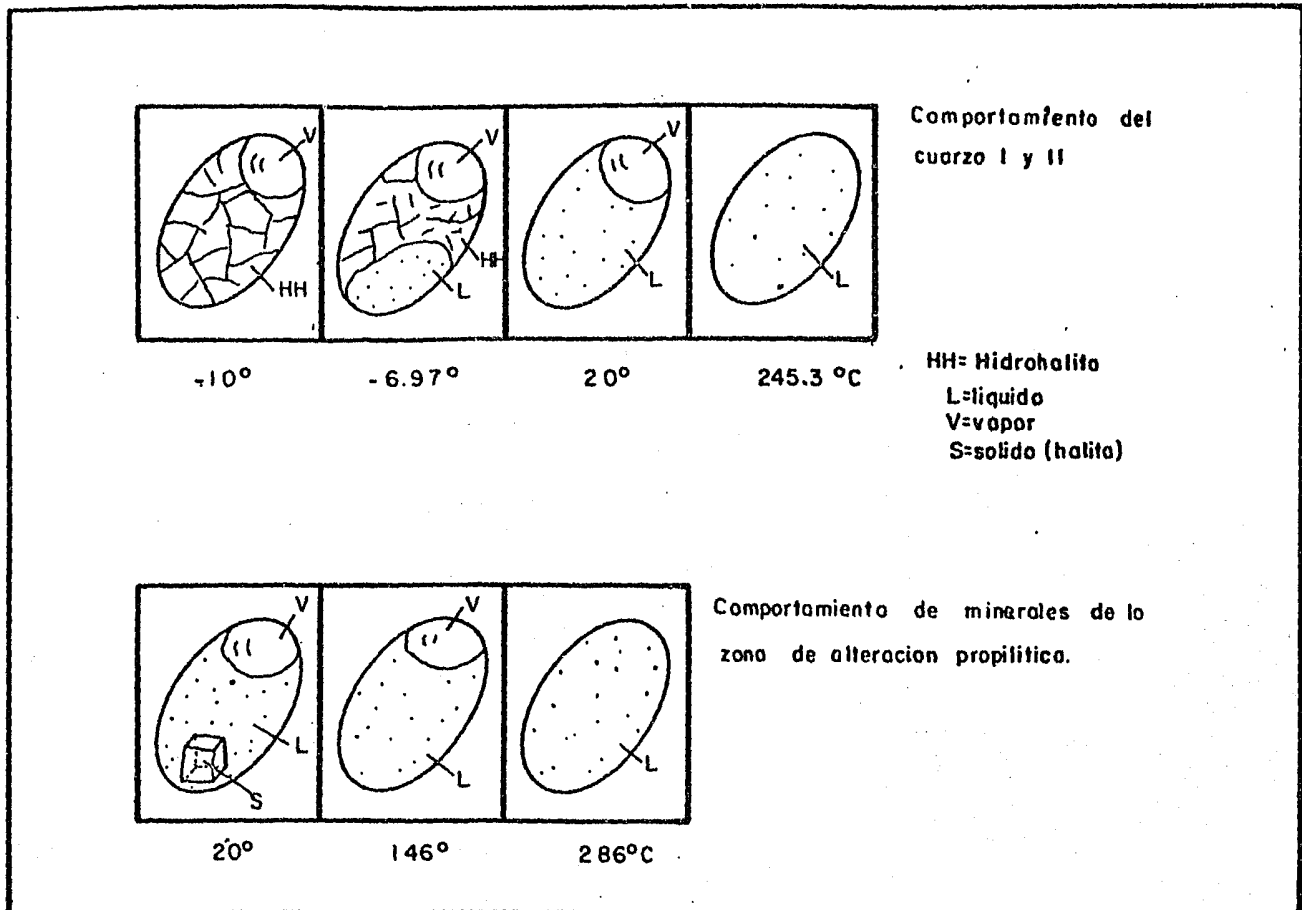


Fig. 8.5 PRESENTACION ESQUEMATICA DEL COMPORTAMIENTO DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS AL VARIAR LA TEMPERATURA EN LOS ESTUDIOS MICROTERMOMETRICOS.

El tipo III pertenece a inclusiones sobresaturadas, donde se tiene la presencia de una fase sólida en forma de cubo de sal, el cual funde a temperaturas de entre 91° a 198°C y valor promedio de 146°C (Fig. 8.8). Esta temperatura se utiliza para encontrar la composición del sistema de acuerdo a la gráfica presentada por Keevil (1942) para fluidos sobre saturados en NaCl (Fig. 8.9), obteniéndose valores de salinidad de 29.02 a 31.70% equiv. en peso de NaCl.

### VIII.2.3 Resultados a altas temperaturas

Todas las inclusiones estudiadas homogeneizaron en fase líquida - (al aumentar la temperatura progresivamente desaparece la fase vapor) a temperaturas que varían de 152° a 401°C para inclusiones del tipo -- cuarzo I y cuarzo II (Fig. 8.8), y con valores promedio de 245.34° y

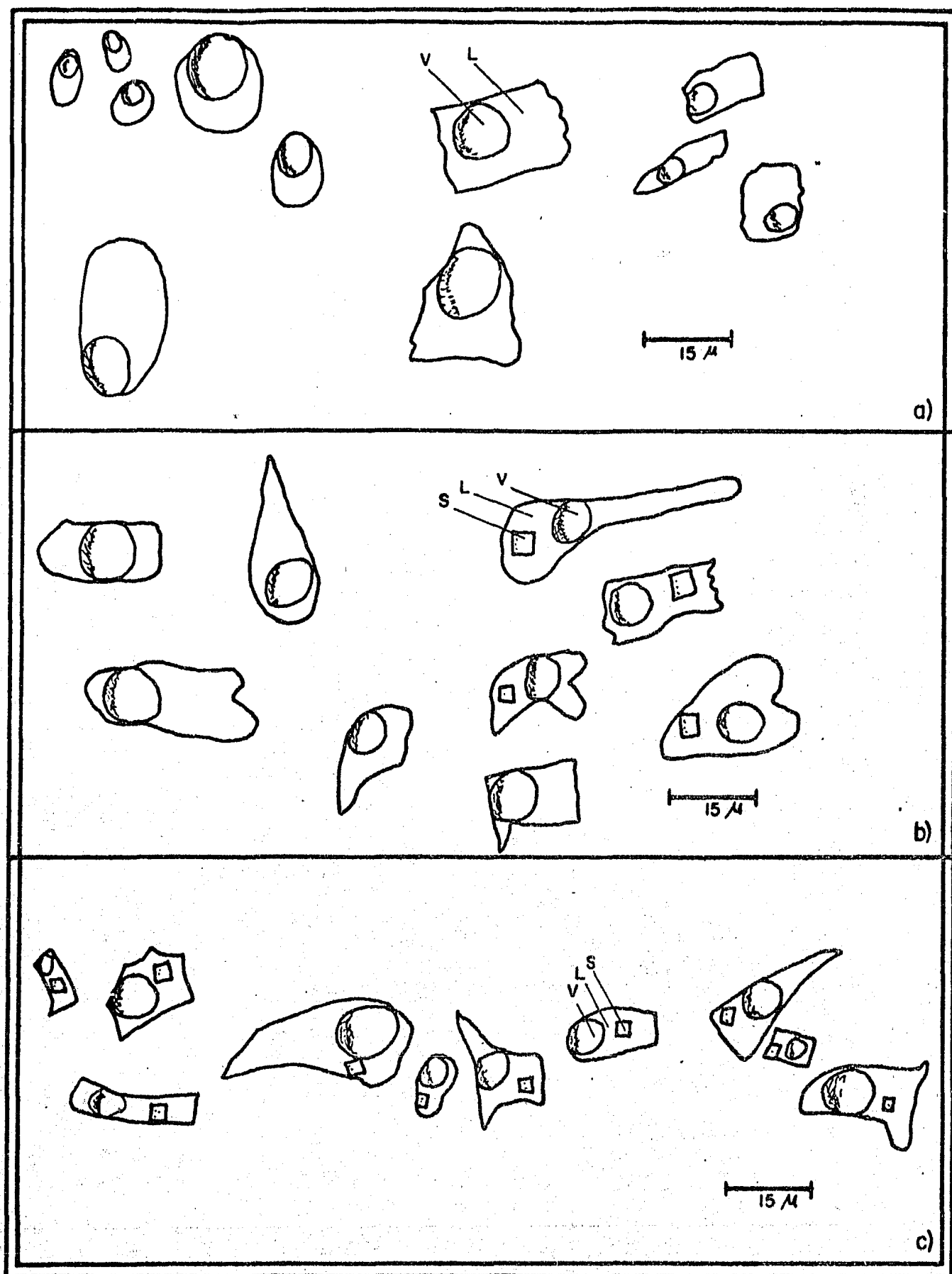


Fig. 8.4 MORFOLOGIA DE INCLUSIONES FLUIDAS ESTUDIADAS : a) Salmuera diluida, b) fluido en ebullicion, con relacion volumetrica y composicion heterogenea, c) salmuera sobresaturada. S=solido NaCl, L=liquido H<sub>2</sub>O y V=vapor.



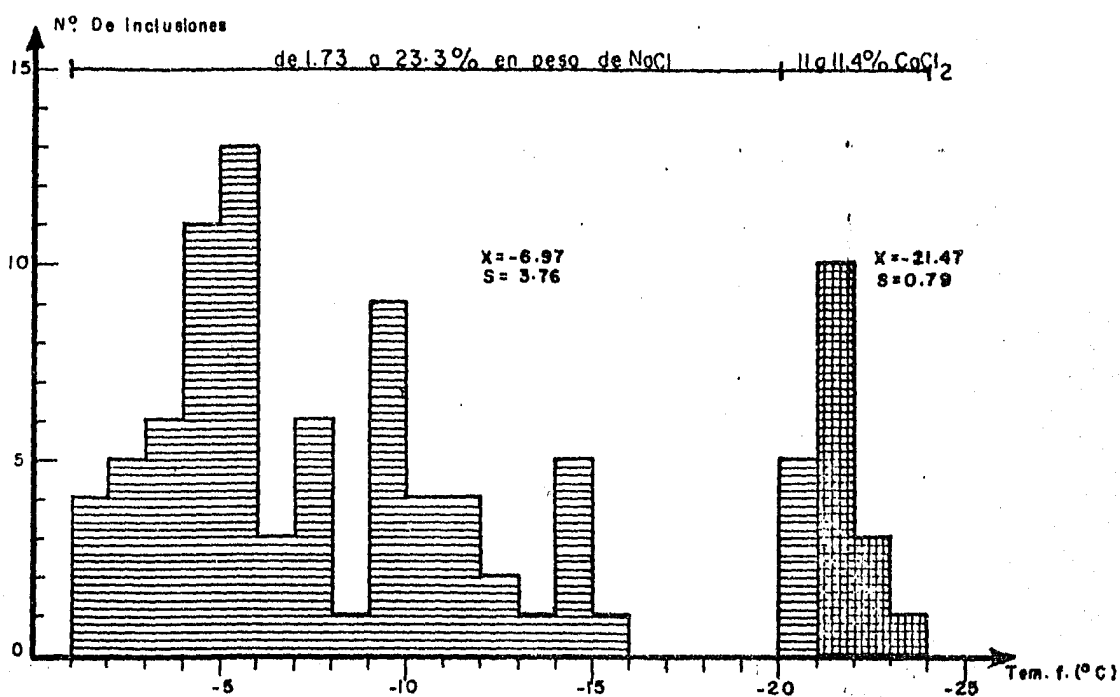


Fig. 8.6 HISTOGRAMA DE LA TEMPERATURA DE FUSION DEL HIELO.

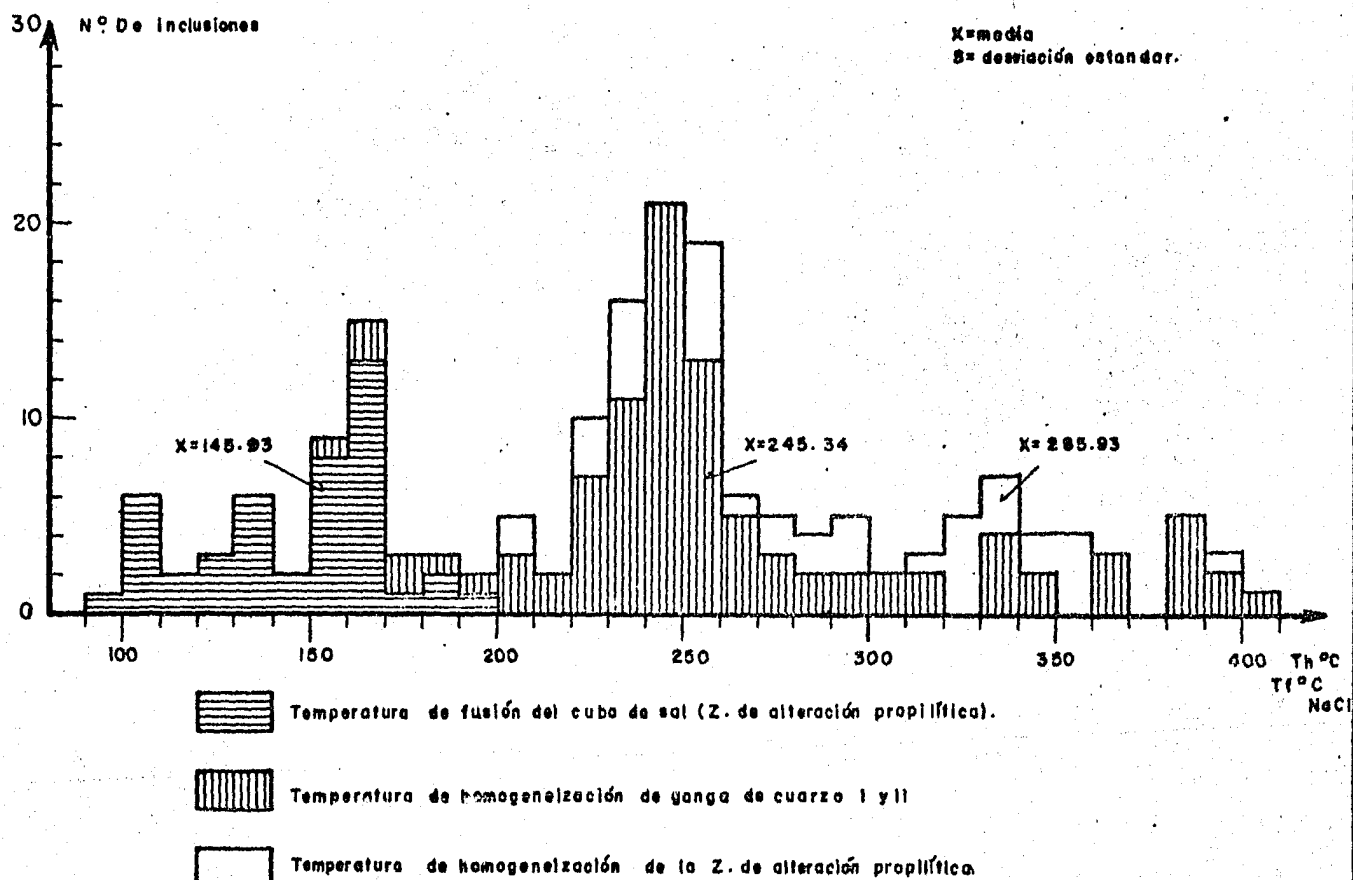


Fig. 8.8 HISTOGRAMA DE TEMPERATURA DE FUSION DE NaCl Y HOMOGENEIZACION.

y 342.47°C respectivamente. Ahora para las inclusiones de la zona de alteración propilítica o tipo III se tienen temperaturas de homogenización desde 207°C con una media de 286°C. Las densidades calculadas para estas temperaturas son de bajas a altas, ya que varían de 0.752 a 1.106 gr/cm<sup>3</sup>.

El cuarzo I y II se encuentran intercrecidos con la turmalina como se mencionó en el capítulo V, por lo cual paragenéticamente la turmalina se debió depositar a temperaturas mayores de 400°C. Así mismo la alteración potásica existente debió ocurrir a temperaturas mayores de 391°C a la cual se formó la alteración propilítica (Fig. 8.13).

#### VIII.2.4 Interpretación y comparación de los resultados microtermométricos.

En la Fig. 8.10 se presentan las diferentes temperaturas de homogeneización encontradas, así como los valores de salinidad correspondientes a cada inclusión de "La Sorpresa", en comparación con otros yacimientos sulfurosos estudiados, en el cual se pueden observar los tres tipos de inclusiones principales y la posible trayectoria que siguieron los fluidos al disminuir la temperatura y composición, formando una etapa precoz, intermedia y tardía. También se puede notar que las temperaturas y salinidades son un poco menores a los presentes en los pórfidos de cobre típicos.

En el cuarzo II tenemos inclusiones con una densidad baja y una fase líquida no muy abundante, junto con la presencia de inclusiones sobresaturadas, alta densidad y un volumen mayor de la fase líquida, indicándonos de acuerdo a Roedder (1972) que los fluidos hidrotermales mineralizantes estuvieron en "ebullición", lo cual es característico de yacimiento minerales epigenéticos post-magmáticos.

El estado de ebullición de los fluidos puede entenderse mejor con la ayuda de un diagrama rectangular (Fig. 8.12) tempera

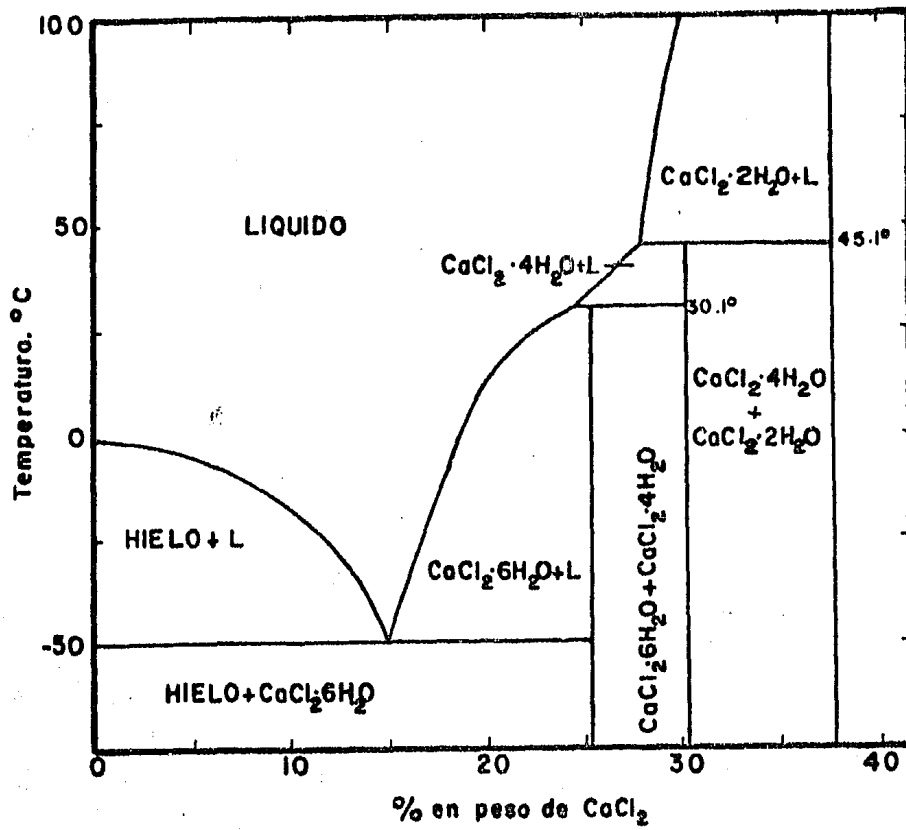


Fig. 8.7 DIAGRAMA TEMPERATURA -COMPOSICION DEL SISTEMA  $\text{CaCl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$  A 1 Bar. TODAS LAS FASES COEXISTEN CON VAPOR. DATOS DE LINKE(1958), Y POTTER Y CLYNNE(1978).

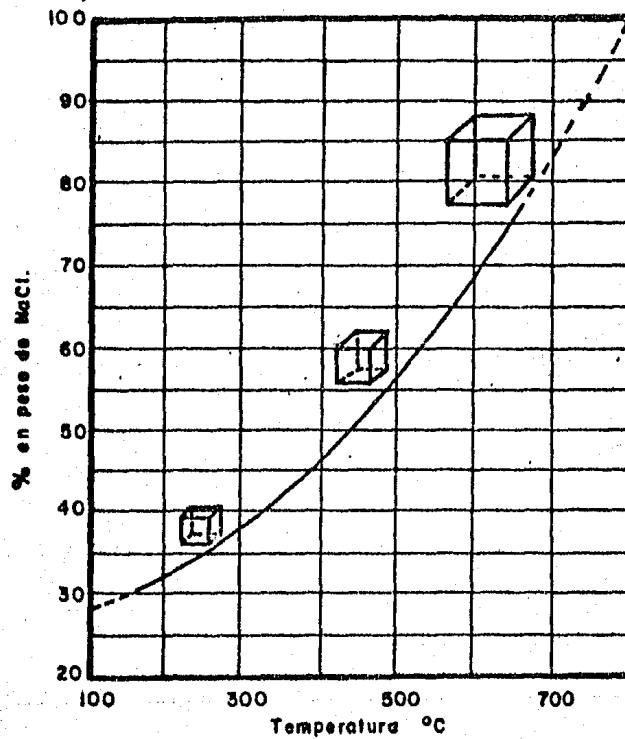


Fig. 8.9 GRAFICA DE COMPOSICION DE LA FASE LIQUIDA DE SOLUCIONES SATURADAS, DATOS DE KEEVIL (1942).

I FASE PRECOZ  
 II FASE INTERMEDIA  
 III FASE TARDIA

LA SORPRESA

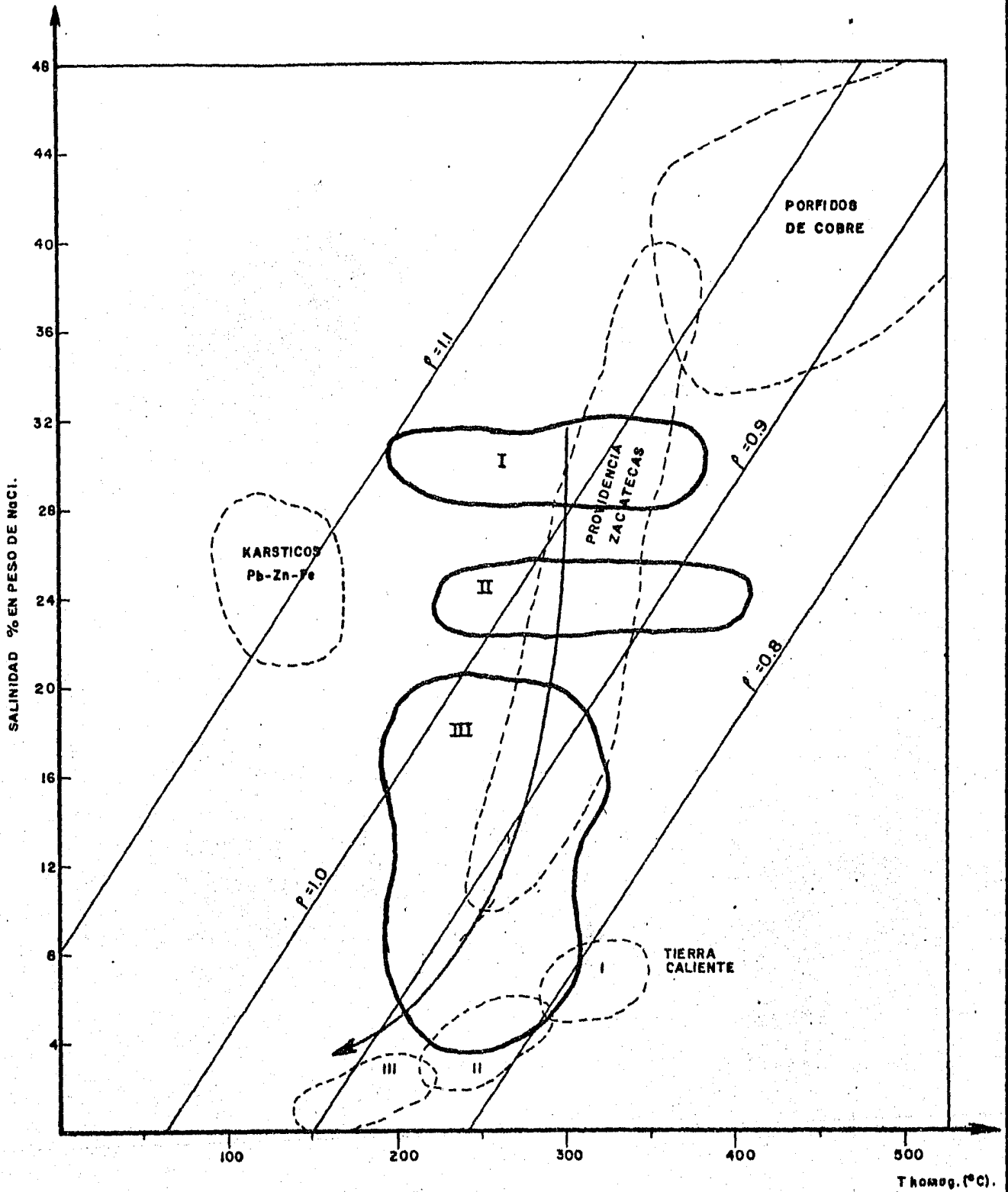


Fig.8.10 DIAGRAMA SALINIDAD-TEMPERATURA DE HOMOGENEIZACION PARA DIFERENTES YACIMIENTOS SULFUROSOS (SEGUN GONZALEZ P, 1983)

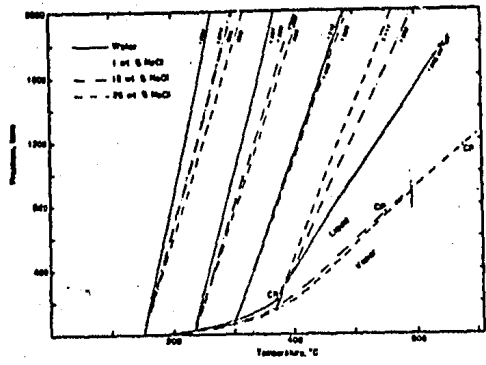


Fig. 8.1 Comparacion de isocoras para H<sub>2</sub>O y soluciones acuosas de varias salinidades (segun Crawford, 1981).

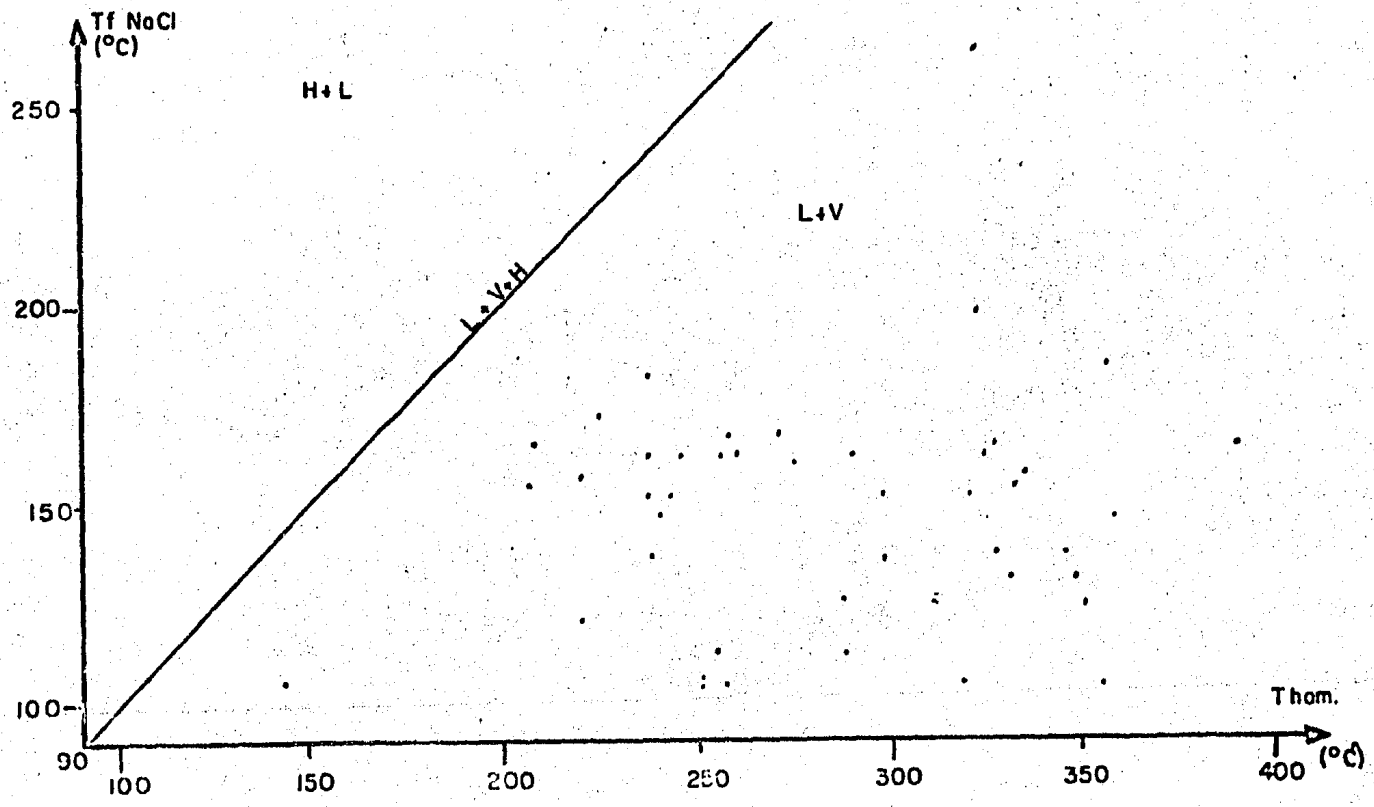
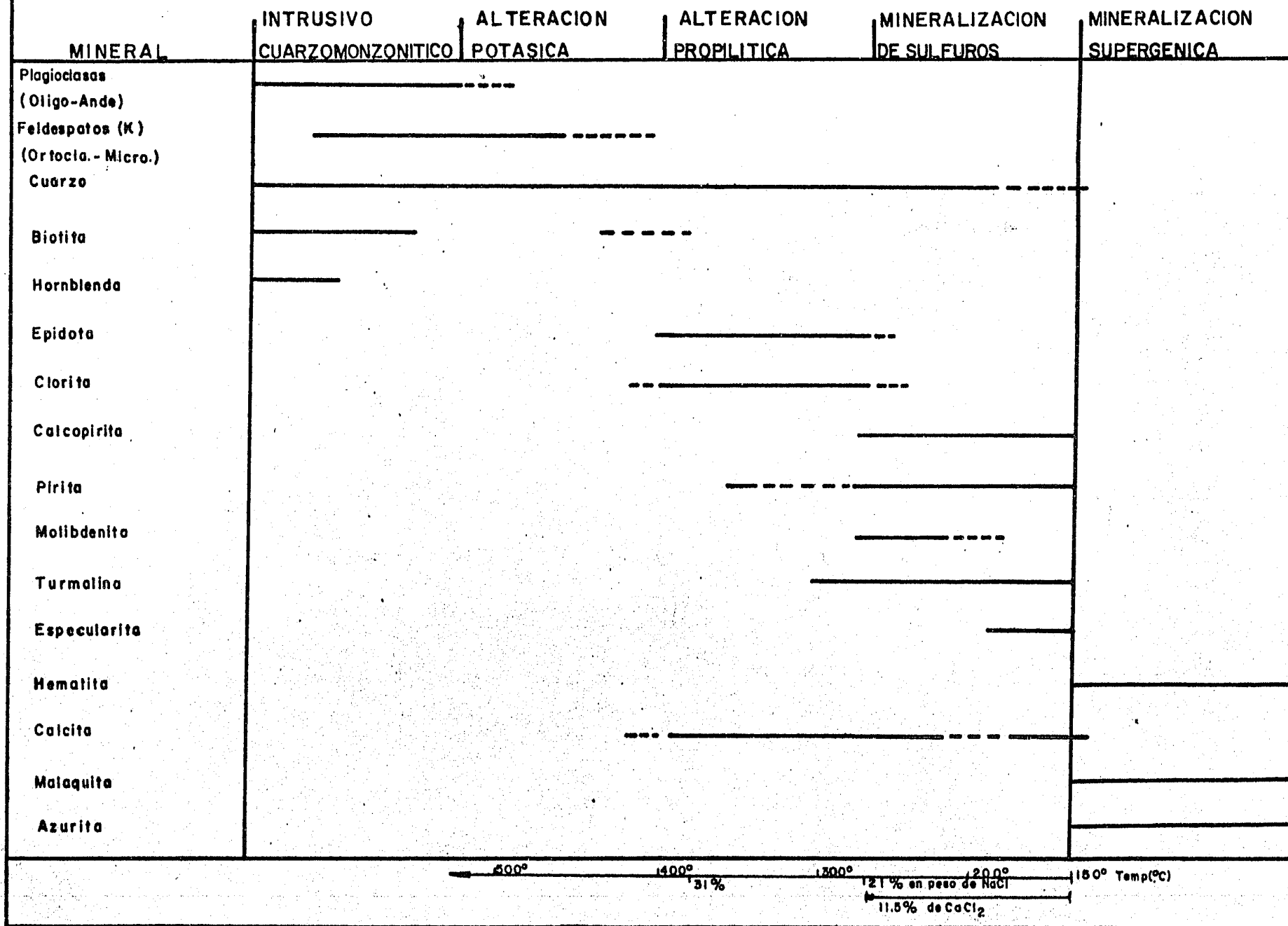


Fig. 8.12 Diagramo rectangular para repartición de salmueras (Densidad-Salinidad) (tomado de González P 1903).

Fig.8.13 Diagrama paragenético de la roca encajonante, alteraciones y mineralización, en donde igualmente se grafican los resultados microtermométricos de las inclusiones. R. M. S. 1984.



tura de homogenización global temperatura de disolución del -- cristal de halita(en otras palabras la relación que existe entre la densidad y salinidad de la fase fluida) observandose -- que los valores encontrados no caen cerca de la bisectriz H+L+V correspondiente a la línea de equilibrio de las fases halita + líquido+vapor, con lo cual se puede decir que los fluidos -- fueron atrapados a diferentes condiciones de presión, temperatura y salinidad propios de estos sistemas.

Las presiones promedio encontradas varían de 205.5 a 550. - bars, debido principalmente a que el fluido hidrotermal atrapa do se encontraba en ebullición y por lo tanto a diferentes con diciones termodinámicas. De acuerdo a lo anterior se puede cal cular la profun d ad de formación del yacimiento en un diagra ma temperatura de homogenización - profundidad propuesto, por Haas (1971), dando como resultado de 810 a 1000 m bajo la en-- tonces superficie existente.

Sí comparamos los datos obtenidos de las inclusiones flui-- das de "La Sorpresa" con otros depósitos brechoides de Sudamé rica, Europa, Africa y Australia (Tabla 8.1) podemos observar que las temperaturas de estos depósitos minerales en general - varían de 310° a 470°C, salinidades de 1 a 50% equiv. en peso - de NaCl y profundidades de 1000 a 3600 m si se considera pre-- sión litostática, por lo que se puede decir que son muy simila res a los presentes en "La Sorpresa". Se puede notar que los - depósitos más parecidos al estudiado en este trabajo, son -- los de Chile, con temperaturas y salinidades de 350° a 440°C - y 36% equiv. en peso de NaCl respectivamente, con mineraliza-- ción a cobre dominante.

Las principales conclusiones a que se llegaron son:

- Las temperaturas de homogenización encontradas en el estudio microtermométricos en la brecha "La Sorpresa", sugieren que el estado inicial de la mineralización de los espacios abiertos -- entre los fragmentos, debió ocurrir a temperaturas de entre -- 400° a 152°C.

Tabla 8.1 Comparación de las principales características de algunas brechas mineralizadas.

Brecha mineralizada	tipo	T(°C)	% en peso de NaCl	Profundidad	Geología	Mineralogía	Alteración	$\delta^{34}S$	edad	referencia
Ikwang, Corea	Cu-W	305 a 435	5 a 12	1000 - 2500 m	cuarzomonzonita	Sulfu.-tugs. Qz-Turmal.	sericitica propilítica	-1.6 a 0.3	69 m.a.	(1983)
Dalsung, Corea	W-Cu	310 a 370	26	1500 m	Andesitas	Qz- tugs. sulfu.	sericitica propilítica		Cretácico	(1978)
Chile	Cu(W)	350 a 440	3 a 36	2000 + 3000 m	granito y andesitas	Qz- turmal. sulfu. -tugs.	sericitica		terciario	(1971)
Turmalina, Peru	Cu-Mo	400 a 470	1 a 50	1380 - 3600 m	granodio.	Qz -Turmal. sulfu. -tugs.	sericitica		Terciario	(1980)
San Juan, Argentina	Bi-Cu				rocas sedimenta.	Qz -Turmal. sulfu.	potásica		Pérmico	(1969)
Michoacán México,	Cu	310 a 365	12 a 36	1000 m	granito y granodio.	Qz - sulfu. tugs.	propilítica		100 m.a.	(1979)
Tribag, Canada	Cu-Mo	265 a 405	1 a 17	2500 m	granito - metavolca.	Qz -Carbo. sulfu.	hemati.-seri. clorita.		Precámbrico	(1974)
Messina, Sudáfrica	Cu	120 a 210	1 a 26	3000 m	rocas metamórficas	Qz -sulfu. carbonatos	sericita clorita.	-3.4 a 0.4	170 a 210 m.a.	(1979)
Redbank, Australia	Cu			2000 a 3000 m	r. ígneas y sedimenta.	Qz -sulfu. carbonatos	potásica	-2.0 a 16.1	Protero.	(1979)
La Sorpresa, México	Cu-Mo	340 a 400	1 a 31.1	800 a 1000 m	cuarzomonzonita	turmal - Qz. sulfu.-carbo.	propilítica potásica	1.86 a 4.72	Terciario	R.M.S (1984)



- Los datos de salinidad encontrados en las inclusiones de tipo III, varían de 29.02 a 31.7% equiv. en peso de NaCl, lo cual indica que los fluidos mineralizadores en la etapa inicial, además de ser los de mayor temperatura son los más salados. Esto se confirma con las salinidades registradas en las inclusiones de tipo cuarzo I y II, en el que los valores varían de 1.7 a 23.3% equiv. en peso de NaCl correspondientes a temperaturas menores.
- La presencia de inclusiones a líquido dominante y salinidades altas, junto con otras a vapor dominante y que homogeneizan a temperaturas caso idénticas, sugieren la ebullición de los fluidos hidrotermales, lo que pudo coincidir con la disminución de la temperatura y el posible incremento en el pH de las soluciones al tiempo de la depositación mineral. Esta depositación mineral debió ocurrir a un régimen de presiones de 205.5 a 550 bars a la que posiblemente le correspondiera una profundidad de 800 a 1000 m aproximadamente.
- Los resultados microtermométricos encontrados son compatibles con otros yacimientos del mismo tipo.

## CAPITULO NOVENO

### CONCLUSIONES

- La brecha "La Sorpresa" localizada dentro del intrusivo cuarzononítico y de la secuencia andesítica (Cretácico Tardío - Terciario Temprano), se le atribuye un origen explosivo, debido a que existe un arreglo caótico de los fragmentos angulosos (Fig. 9.1 I,II,III) y los resultados de las inclusiones fluidas estudiadas nos indican la existencia de estados de ebullición de las soluciones, ya que una solución salada y calentada a vapor produce una cantidad una cantidad suficiente de energía libre capaz de formar cuerpos brechoides de esta naturaleza.
- Las etapas de alteración y mineralización ocurridas en el depósito brechoide de "La Sorpresa", se deben a procesos distintivamente episódicos de aportes hidrotermales del intrusivo -- fundido subyacente hacia arriba, a través de la brecha no cementada. Ya que dichas alteraciones se presentan en forma de un zoneamiento alrededor de los fragmentos (Fig. 9.1 IV, V y VI).
- Los estudios microtermométricos, muestran temperaturas de homogeneización de 400 a 160°C, lo que paragenéticamente significa que la turmalina y los sulfuros se formaron a dichas temperaturas y condiciones de presión de entre 200 a 500 bars, dando una profundidad aproximada de entre 800 y 1000 m si se considera presión litostática.
- Las inclusiones fluidas estudiadas presentan salinidades de entre 1.5 a 31.70% equiv. en peso de NaCl, así como sales complejas de  $\text{CaCl}_2$  con un porcentaje de hasta 11.4% equiv. en peso. Dichas salinidades y temperaturas de homogeneización son un poco menores a las que se presentan en los pórfidos de cobre -- típicos.
- Los datos isotópicos de carbono reportados en "La Sorpresa" pertenecen a carbonatos presentes en rocas ígneas corticales promedio. Así mismo a los que ocurren en carbonatos tardíos -

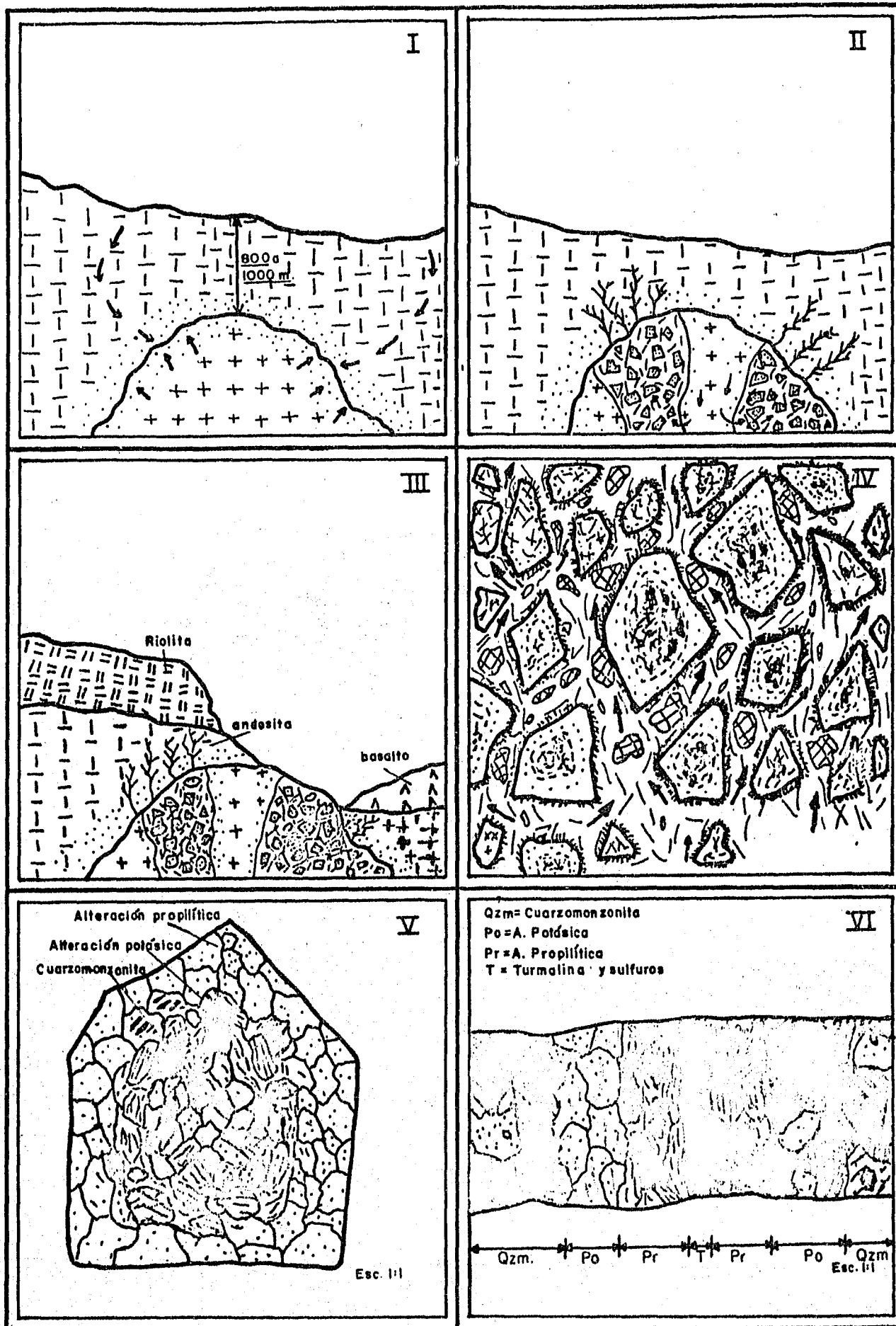


Fig.9.1 Cortes esquemáticos del comportamiento estructural y textural de la brecha "La Sorpresa" :  
 I.Emplazamiento somero del intrusivo en la andesita, II. desarrollo de la brecha en el intrusivo y filones  
 Irregulares en la andesita, III.erosión y cubierta de riolitas, despues basaltos, IV. fragmentos brechoideos  
 y forma de la mineralización, V y VI.zoneamiento hidrotermal observado

de yacimientos hidrotermales, con un ligero enriquecimiento de isótopos pesados  $^{13}\text{C}$ , debido posiblemente a una contribución de  $\text{CO}_2$  de otras fuentes cercanas.

- Los resultados isotópicos de azufre en "La Sorpresa" son comparables con los valores presentes de sulfuros del manto terrestre, donde las relaciones de isótopos pesados y ligeros no han sufrido variaciones, aunque en el depósito brechoide estudiado pudiera corresponder a sulfuros congénitos al intrusivo cuarzomonzonítico, hecho por el cual, el potencial metálico del yacimiento pudiera no ser tan abundante, si lo comparamos con los yacimientos de cobre similares en Sonora o Suroeste de los Estados Unidos, donde los cuerpos graníticos cortan secuencias Paleozoicas y precámbricas, produciendo la removilización de gran parte de los sulfuros metálicos de tales secuencias hacia los grandes depósitos.

#### IX.1 Recomendaciones

- Se recomienda una barrenación de diamante en las inmediaciones del área "La Sorpresa", para determinar la forma del yacimiento a profundidad y así cuantificar las reservas de cobre - molibdeno.
- Realizar zanjas de exploración en la zona de Gossan para conocer si las vetillas y ramaleos presentan leyes y reservas económicas de cobre para su explotación.
- Reconocimiento y cuantificación de otros cuerpos brechoides vecinos a "La Sorpresa", para aumentar las reservas de cobre del área.

B I B L I O G R A F I A

- Alvarez, Jr. M. (1961) Provincias fisiográficas de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo 24, No.2, pp 1 - 20
- Baker, D. S. (1983) Igneou Rocks. Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs -- New Jersey, 1a Ed. 417 p.
- Beane, R. E. and Titley, S. R. (1981) Porphyry copper deposits part II Hydrothermal alteration and mineralization. Econ. Geol. 750 -- Anniversary volume, pp 214 - 269.
- Burnham, W. (1979) Shallow emplacement and solidification of hydrous magmas. Geochemistry hydrothermal ore deposits. Barnes Lloyd H. 2a Ed. pp 104 - 115.
- Campa, M. F. and Coney, P. J. (1983) Tectono-stratigraphic terranes and minerals resources distributions in Mexico. Canadian Journal Earth Sciences, 20, pp 1040 - 1050.
- Carlson, S. R. and Sawkins, F. J. (1980) Mineralogic and fluid inclusion studies of the Turmaline Cu-Mo Bearing Breccia pipe, Northern Peru. Econ. Geol., v.75, pp 1233 - 1238.
- Clark, K. F.; Damon, P. and Schutter, S. S. (1980) Magmatismo en el Norte de México en relación a los yacimientos metálicos. Geomimet No. No. 106, 3a época pp 51 - 71.
- Clark, K. F.; Foster, C. T. and Damon, P. (1982) Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arc in Mexico. Geological Society of American Bulletin., v.93, June, pp 533 - 544.
- Coney, P. J. (1983) Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. Revista del I. M. P., vol. 15, No. 1, pp 6 - 15.
- Consejo de Recursos Minerales (1977) Informe de la visita de reconocimiento del grupo minero "La Sorpresa" en Ameca, Jal. (informe interno) pp 1 - 7.
- Crawford, M. L. (1981) Phase equilibria in aqueous fluid inclusions., Short course in fluid inclusions: Application to petrology, Hollister and Crawford M. A. C. pp 75 - 100.
- Chil-supso and Kevin, L. Shelton (1983) A sulfur isotopic and fluid inclusion study of the Cu-W bearing tourmaline breccia pipes, Ilkwang Mine, Republic of Korea. Econ. Geol., v. 78, pp 326 - 332.
- Damon, P. E.; Nieto, O. J. y Delgado, L. (1979) Un plegamiento neogénico en Nayarit, Jalisco y Evolución geomórfica del Río Grande de Santiago., Memoria técnica 22, AIMMG, A.C. pp 157 - 190.
- Damon, P. E.; Shafiquillah, M. and Clark, F. K. (1983) Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico., Canadian Journal Earth Sciences, 20, pp 1052 - 1070.
- Demant, A. and Robin, C. (1975) Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico., Revista del Instituto de Geología, U.N.A.M., pp 70 - 83.

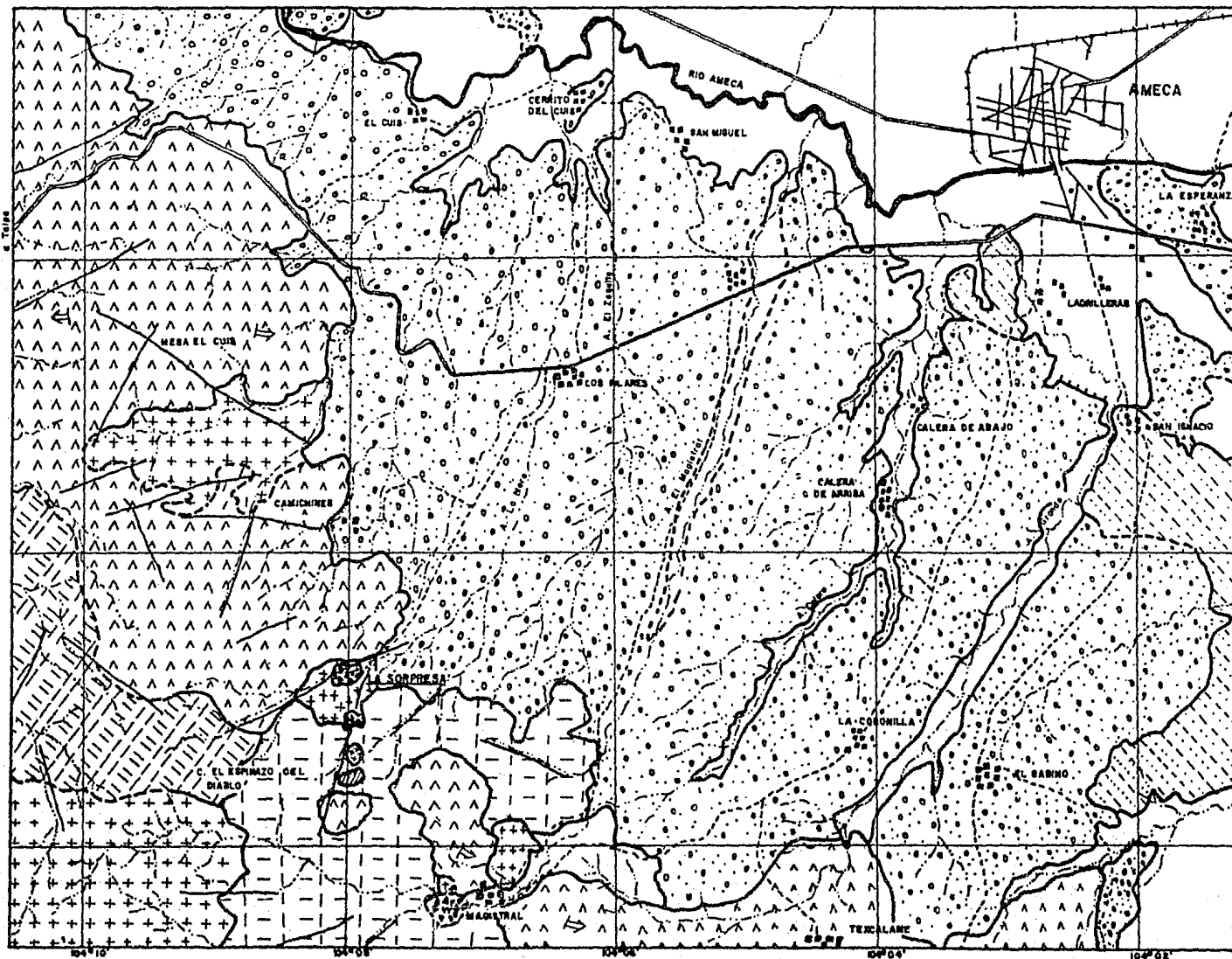
- Faure, G. (1977) Principles of isotope geology, John Wiley & sons, New -- York, pp 1 - 46.
- Gastil, G. ; krummenacher, D. and Jenkins, W. A. (1979) Reconnaissance geology of West-central Nayarit, Mexico. Published by the geological Society of America.
- González Partida, E. (1981) La province filonienne Au-Ag de Taxco-Guana juato (Mexique) C.R.D.G. C.N.R.S. these de Dr. Ing. I.N.P.L.E. de S.G. 234p.
- González P., E. (1983) Los yacimientos polimetálicos Au-Ag de Tierra Caliente: Proposición de un modelo de removilización sobre Miahuatlán Temascaltepec y Sultepec Edo. de Mex. en base a los isótopos de azufre., Geomimet, No. 121. pp 77 - 91.
- González P., E. (1984) termodinámica isotópica del azufre Partes I y II -- (en imprenta). pp 1 - 36.
- Hass, J. L. Jr. (1977) The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure., Econ. Geol. 66, pp 940 - 946.
- Hoefs, J. (1973) Stable isotope geochemistry Springer-Verlag, pp 1 - 137.
- Hillister, L. S. (1981) Information intrinsically available from fluid inclusions. Short course in fluid inclusions. Applications to petrology; Hillister and Crawford M.A.C. pp 1 - 9.
- Jonston, W. P. and Lowell, D. J. (1961) Geology and origin of mineralized breccia pipes in Copper Basin, Arizona. Econ. geol. v. 56, - pp 916 - 940.
- Kerr, P. F. (1977) Optical mineralogy: 1a Ed. Mc Graw Hill New York. 390p.
- Knutson, J.; Ferguson, J.; W.M.B.; Roberts, T.H. and Lambert, J.B. (1979). Petrogenesis of the copper bearing breccias pipes, Redbank, - Northern Territory, Australia. Econ. Geol., v. 74, pp 814 - 826.
- Macomber, B. E. (1962) Geology of the Cuale Mining District, Jal., Mex. Thesis doctoral, Rutgers University, New Brunswick.
- Mc Dowell, F. W. and Clabaugh, S. E. (1979). Ignimbrites of the Sierra -- Madre Occidental and their relation to the tectonic history -- of Western Mexico., Geological Society of America, Special - Paper 180, pp 113 - 123.
- Mitcham, T. W. (1974) Origin of breccia pipes., Econ. Geol., v. 69 pp 412-413.
- Norton, D. L. and Cathles, L. M. (1973) Breccia pipes products of exolved vapour from magmas Econ. Geol., v.68, pp 540 - 546.
- Ohmoto, H. and Rye, R. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. Geochemistry - alteration ore deposits., Barnes Lloyd H. 2a Ed. pp. 509 - 567.

- Ortigosa, F. (1983) Geología de Cuale, Jal. Esc. 1:50,000, Tesis profesional, U.N.A.M., México.
- Potter II, R. W. and Brow, D. L. (1975) The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0° to 500°C at pressures up to 2000 bars based on a regression of the available literature data. U. S. Geol. survey open file report 31p.
- Raisz, E. (1964) Landforms of Mexico Cambridge, Mass. Geographic Branch of office of naval Research. 2a Ed.
- Robin, C. (1982) Mexico. En: Andesites. Ed. R. S. Thorpe, John Wiley & sons pp 137 - 147.
- Roedder, E. (1979) Fluid inclusions as samples of ore fluids., Geochemistry hydrothermal ore deposits., Barnes Lloyd H. 2a Ed., pp 684 - 737.
- Sawkins, F. J. (1969) Chemical brecciation and unreconosed mechanism for -- breccias formation ? Econ. Geol., v. 64., pp 613 - 617.
- Sillitoe, R. and Sawkins, F. J. (1971) Geologic mineralogic and fluid inclusions studies to the origin of copper bearing tourmaline pipes in Chile., Econ. Geol., V.66, pp 1028 - 1041.
- Sourirajan, S. and Kennedy, G. C. (1962). The system H<sub>2</sub>O-NaCl at elevated temperatures and pressures., American Journal of Science, v. - 260, pp 125 - 175.
- Spooner, E.T.C. (1981) Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. - Hollister and Crawford., M.A.C., pp 209 - 232.
- S. P. P. (1979) Manual de estadísticas básicas del Estado de Jalisco.
- S. P. P. (1981) Síntesis Geográfica de Jalisco.
- S. P. P. (1980) Carta Estatal de Regionalización Fisiográfica. Escala ----- 1:1000,000. En: Síntesis Geográfica del Estado de Jalisco, Mex.
- Stuart, F. S. and Sawkins, F. J. (1983) Mineralogic and fluid inclusions -- studies of Washington Cu-Mo-W bearing breccia pipes, Sonora -- Mexico., Econ. Geol., v.78, pp 521 - 526.
- Williams, H.; Turner, F.J. y Gilbert, Ch.M. (1980) Petrografía. #a Ed., CECSA México. 430P.

Agradezco al Dr. Eduardo González P. el haberme ayudado en la dirección y revisión de este trabajo, así como al Ing. Enrique Gomez de la Rosa por sus oportunas-observaciones y al Dr. Juan M. Berlanga G. por sus comentarios sobre el tema.



ANEXO



**EXPLICACION  
SIMBOLOS GEOLOGICOS**

[Symbol]	ALUVION
[Symbol]	ARENISCA CONGLOMERADO
[Symbol]	LUTITA ARENISCA
[Symbol]	BASALTO
[Symbol]	RIOLITA
[Symbol]	ZONA DE BOSSAN
[Symbol]	ANDESITA
[Symbol]	DIQUE LATITICO
[Symbol]	CUARZOMONZONITA
[Symbol]	MECHA TURMALINIZADA
[Symbol]	CONTACTO GEOLOGICO
[Symbol]	CONTACTO GEOLOGICO INFERIDO
[Symbol]	PRACTURA
[Symbol]	FALLA NORMAL
[Symbol]	DIRECCION DE FLUJO

**SIMBOLOS TOPOGRAFICOS**

[Symbol]	POBLADO
[Symbol]	CASERIO
[Symbol]	CAMINO PAVIMENTADO
[Symbol]	CAMINO DE TERRACERIA
[Symbol]	VIA FERREA
[Symbol]	RIO
[Symbol]	ARROYO



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

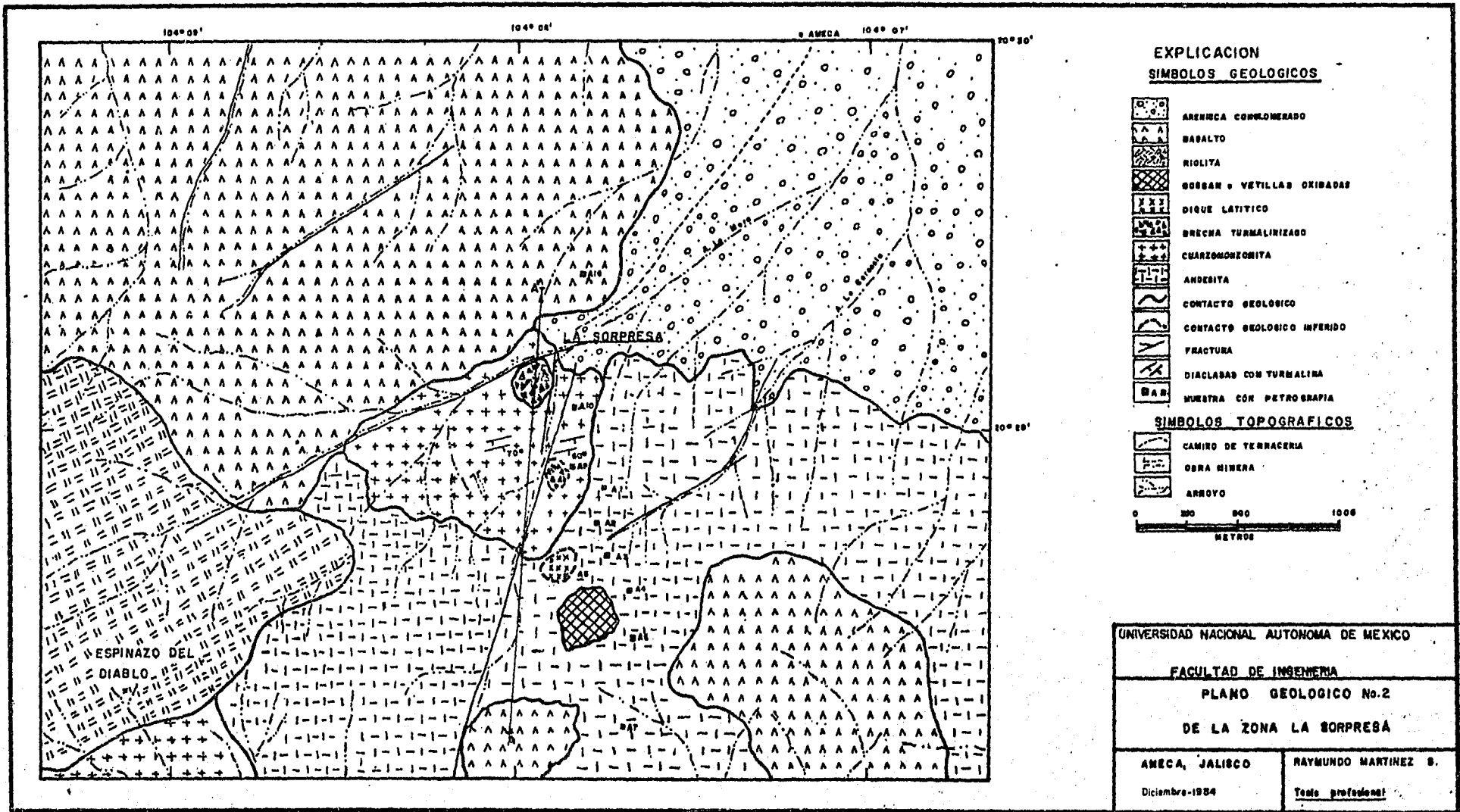
PLANO GEOLOGICO No. 1  
DE LA ZONA DE AMECA, JAL.

AMECA, JALISCO

Diciembre - 1984

RAYMUNDO MARTINEZ S.




TESIS PROFESIONAL



**EXPLICACION**  
**SÍMBOLOS GEOLOGICOS**

-  ARENISCA CONGLOMERADA
-  BASALTO
-  RIOLITA
-  GOBSAN + VETILLAS OXIDADAS
-  DIQUE LATITICO
-  BRECHA TURMALINIZADO
-  CUARZOMONZONITA
-  ANDESITA
-  CONTACTO GEOLOGICO
-  CONTACTO GEOLOGICO INFERIDO
-  FRACTURA
-  DIACLASAS CON TURMALINA
-  MUESTRA CON PETROGRAFIA

**SÍMBOLOS TOPOGRAFICOS**

-  CAMINO DE TERRACERIA
  -  OBRA MINERA
  -  ARROYO
- 0 300 600 1000  
METROS

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

PLANO GEOLOGICO No.2

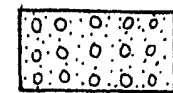
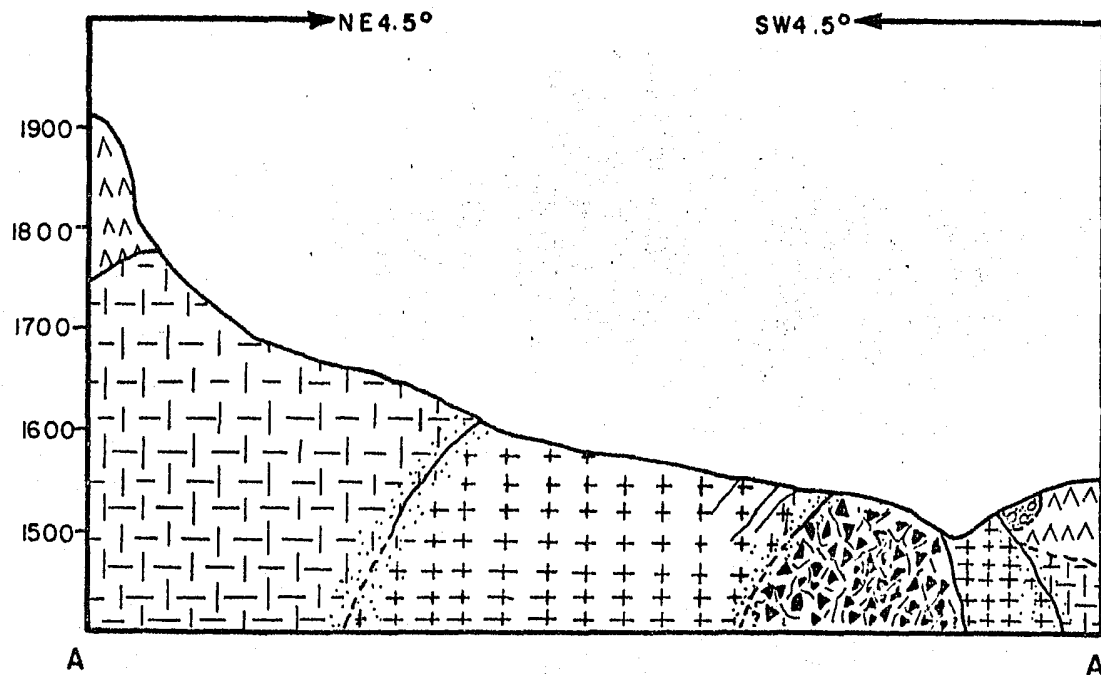
DE LA ZONA LA SORPRESA

AMECA, JALISCO

RAYMUNDO MARTINEZ B.

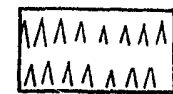
Diciembre-1984

Tecno profesional



Conglomerado y arenisca

Pli-Cuaternario

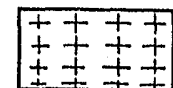


Basalto



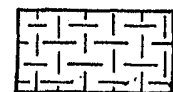
Brecha mineralizada

Cretacico tardio



Cuarzomonzonita

Terciario temprano



Andesito



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

SECCION GEOLOGICA A - A'

DE "LA SORPRESA", JAL.

AMECA, JALISCO

RAYMUNDO MARTINEZ S.

Diciembre -1984

Tesis profesional